

岩石礦物礦床學

第二十二卷 第三號

(昭和十四年九月一日)

研究報文

- 毛無山產球顆岩石の研究 理學士 竹 内 英 雄
及び其の附近の地質 (II)
毛無山產球顆岩石の化學的研究 (I) 理學士 河 野 義 禮
森礦山產銀滿俺礦中の重晶石 理學博士 渡 邊 萬 次 郎
假像と硫滿俺礦の產狀

會報及雜報

庶務主任交代 瀨戶國勝君榮轉 萬國地質學會第18回總會

抄 錄

- 礦物學及結晶學 長石の分解に關する研究 外5件
岩石學及火山學 Colorado州 South Parkの方沸石輝綠岩 外8件
金屬礦床學 大峯礦床の形態に就て 外3件
石油礦床學 礦油の沃度價 外3件
窯業原料礦物 ベントナイトの酸アルカリ處理 外2件
石 炭 過マンガン酸カリによる石炭の酸化 外3件
參考科學 二三の大理石に於ける熱ルミネツセンス 外3件

東北帝國大學理學部岩石礦物礦床學教室內

日本岩石礦物礦床學會

The Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

President.

Shukusuké Kôzu (Editor in Chief), Professor at Tôhoku Imperial University.

Secretaries.

Manjirô Watanabé (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Jun-ichi Takahashi (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Seitarô Tsuboi (Editor), Professor at Tôkyô Imperial University.

Jun Suzuki (Editor), Professor at Hokkaidô Imperial University.

Tei-ichi Itô (Editor), Ass. Professor at Tôkyô Imperial University.

Assistant Secretary.

Shinroku Watanabé, Lecturer at Tôhoku Imperial University.

Treasurer.

Katsutoshi Takané, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Librarian.

Tsugio Yagi, Lecturer at Tôhoku Imperial University.

Members of the Council.

Kôichi Fujimura, *R. S.*

Muraji Fukuda, *R. H.*

Tadao Fukutomi, *R. S.*

Zyunpei Harada, *R. H.*

Fujio Homma, *R. H.*

Viscount Masaaki Hoshina, *R. S.*

Tsunenaka Iki, *K. H.*

Kinosuke Inouye, *R. H.*

Tomimatsu Ishihara, *K. H.*

Nobuyasu Kanehara, *R. S.*

Ryôhei Katayama, *R. S.*

Takeo Katô, *R. H.*

Rokurô Kimura, *R. S.*

Kameki Kinoshita, *R. H.*

Shukusuké Kôzu, *R. H.*

Atsushi Matsubara, *R. H.*

Tadaichi Matsumoto, *R. S.*

Motonori Matsuyama, *R. H.*

Shintarô Nakamura, *R. S.*

Kinjiro Nakawo.

Seijirô Noda, *R. S.*

Takuji Ogawa, *R. H.*

Yoshichika Ôinouye, *R. S.*

Ichizô Ômura, *R. S.*

Yeijirô Sagawa, *R. S.*

Isudzu Sugimoto, *K. S.*

Jun-ichi Takahashi, *R. H.*

Korehiko Takéuchi, *K. H.*

Hidezô Tanakadaté, *R. S.*

Iwawo Tateiwa, *R. S.*

Shigeyasu Tokunaga, *R. H., K. H.*

Kunio Uwatoko, *R. H.*

Manjirô Watanabé, *R. H.*

Mitsuo Yamada, *R. H.*

Shinji Yamané, *R. H.*

Kôzô Yamaguchi, *R. S.*

Abstractors.

Yoshinori Kawano,

Iwao Katô,

Isamu Matiba,

Osatoshi Nakano,

Yûtarô Nebashi,

Kei-iti Ohmori,

Kunikatsu Seto,

Rensaku Suzuki,

Jun-ichi Takahashi,

Katsutoshi Takané,

Tunehiko Takéuti,

Manjirô Watanabé,

Shinroku Watanabé,

Kenzô Yagi,

Tsugio Yagi.

岩石礦物礦床學

第二十二卷 第三號

昭和十四年九月一日

研究報文

毛無山産球顆岩石の研究及び其の附近の地質 (II)

理學士 竹 内 英 雄

8 比重及び混比

球顆岩石並びに之を構成する球顆及び充填岩の比重及びその混比, 更に球顆を構成する有色礦物と白色礦物の混比等は本岩石を研究する基本的資料なるを以て, 細心の注意を拂ひて之等を測定せり。

球顆岩の比重 比重測定に使用せし球顆岩石は標本 A. I. (Fig. 22), O. X. (Fig. 23), b. 11. (Fig. 27) の3個にして, A. I. 及び O. X. は球顆集中せず代表的のものにして, b. 11. は露頭中位より得たる小形球顆を有するものなり。

試料岩塊大なるため, 之を銅線にて縛り, 揖秤を以て測定せしものにして, 空中秤量の場合は出來得る限り試料を乾燥せしめて後行ひ, 水中秤量の場合は A. I. は10日間之を水中に放置し, O. X. 及び b. 11. は5時間煮沸後常溫迄放置して後秤量せり。測定の結果は次の如し。

試料	空中秤量	水中秤量	溫度	比重 (4°C)
A. I.	2880.0	1860.0	17°C	2.82
O. X.	360.0	233.0	17.5	2.83
b. 11.	238.5	152.5	17.5	2.77

第 壹 表 Specific gravity of ball

No.	specimen	wt in air, in gr.	wt in water, in gr.	temp. in°C	G (4°C)
1	d. I.	187.5	122.7	13.0	2.889
2	d. II.	128.6	84.2	12.0	2.894
3	d. III.	120.5	79.0	12.5	2.901
4	d. IV.	91.0	59.6	12.5	2.896
5	*d. V.	47.5	31.0	12.5	2.877
6	!d. VII.	89.7	58.3	14.5	2.882
7	$\frac{1}{2}$ d. XIa.	50.24	32.96	25.0	2.898
8	$\frac{1}{2}$ d. XIb.	55.22	36.20	25.0	2.894
9	d. XII.	266.8	174.7	19.5	2.892
10	d. XIII.	132.3	86.8	19.5	2.901
11	d. XIV.	119.5	78.5	19.5	2.896
12	d. XV.	118.5	77.6	19.5	2.892
13	d. XVI.	100.0	65.5	19.5	2.893
14	d. XVII.	84.9	55.6	19.5	2.892
15	d. XVIII.	74.01	48.52	20.0	2.898
16	*d. XIX.	45.40	29.66	19.5	2.879
17	*d. XX.	41.43	27.09	20.0	2.884
18	d. XXI	62.15	40.8	19.5	2.903
19	$\frac{1}{2}$ d. XXII.	26.12	17.06	19.0	2.882
20	d. XXIII.	57.54	37.81	20.0	2.911
21	*d. XXIV.	45.79	30.01	19.0	2.895
22	*d. XXV.	33.16	21.66	19.5	2.876
23	d. XXVI.	171.9	112.77	17.5	2.903
24	d. XXVII.	156.41	102.00	17.5	2.871
25	d. XXVIII.	113.27	74.20	15.5	2.895
26	d. XXIX.	136.3	89.2	17.5	2.890
27	!d. XXX.	119.32	78.35	17.5	2.908
28	d. XXXI.	111.3	72.95	17.5	2.898
29	d. XXXII.	110.4	72.5	17.5	2.908
30	d. XXXIII.	84.13	55.13	17.5	2.897
31	$\frac{1}{2}$ d. XXXIV.	35.81	23.53	15.0	2.909
32	$\frac{1}{2}$ d. XXXV.	28.87	18.81	15.0	2.864
33	d. XXXVI.	118.45	77.80	17.5	2.910
34	d. XXXVII.	93.54	61.30	15.5	2.897
35	d. XXXVIII.	65.62	43.08	15.5	2.909
36	d. XXXIX.	92.63	60.72	15.5	2.898
37	!d. XL.	67.80	44.50	15.5	2.905
38	!d. XLI.	62.35	40.70	15.5	2.876
39	!d. XLII.	138.00	90.52	15.5	2.902
40	!d. XLIII.	113.38	74.60	15.5	2.919
41	!d. XLIV.	141.68	93.03	15.5	2.908
42	!d. XLV.	99.42	65.21	15.5	2.902
43	!d. XLVI.	92.40	60.52	15.5	2.892
44	!d. XLVII.	83.00	54.10	15.5	2.868
45	!d. XLVIII.	78.68	51.52	15.5	2.892
46	!d. XLIX.	75.6	49.5	22.0	2.878
47	!d. L.	56.3	36.7	22.0	2.865

!.....imperfect ball.

*.....perfect ball.

Mean = $\begin{cases} 46 \text{ balls} \dots\dots\dots 2.894 \\ 30 \text{ perfect balls} \dots\dots 2.894 \\ 5 \text{ small balls} \dots\dots 2.882 \end{cases}$

球顆の比重 岩塊より球顆のみを分離せるもの46個に就き靜水天秤を用ひて比重測定を行へるものにして、球顆を包む黒雲母は總て擦落したり。

測定に當りては先づ各球顆を空氣乾燥器中にて充分乾燥せしめ、吸着水を除きたる後空中秤量をなし、水中秤量は同じく各球顆を蒸溜水中に約4時間煮沸したる後常溫迄放冷して行へり。この場合は細きテグス絲を用ひ、ビーカ中に吊して秤量したるもテグス絲の重量は無視したり。

測定の結果は第壹表に示せる如く非常に良く一致せり。

充填岩の比重 岩塊より充填岩のみを注意深く約100瓦分離せるものに就て、特別に製作せしめたる大型比重瓶を用ひて測定せり。試料多量なるを以てビーカー内に於て煮沸するに當りては屢々内容の損失せざる様注意しつゝ攪拌し、約6時間の加熱に依り氣泡を完全に排除するを得たり。

比重の算定は一般比重瓶法に於けるが如く次式に依れり。

$$d = \frac{W}{(w' - w) - (w_2 - w_1)}$$

W = 試料の重さ ($w_1 - w$), w = 比重瓶の重さ, w' = 比重瓶と水の重さ, w_1 = 比重瓶と試料の重さ, w_2 = 比重瓶と試料と水の重さ

測定は二回行ひ、其の結果は下表の如し。

	$W(\text{gr})$	$W' - W$	$W_2 - W_1$	溫度 °C	比重 (4°C)
1.....	101.76.....	193.92.....	156.98.....	16.....	2.75
2.....	101.76.....	193.91.....	156.96.....	16.5.....	2.75

球顆と充填岩の混比、球顆及び充填岩の混比を求むるに次の二方法を用ひたり。

a) 球顆岩石、球顆及び充填岩の三つの既知比重より重量百分比を算出する方法。即ち

$$d = \frac{xd_1 + (100 - x)d_2}{100}$$

なる式を用ひ重量百分比を求む。

此處に d = 球顆岩石の比重, d_1 = 球顆の比重, d_2 = 充填岩の比重

b) linear 法として古くより岩石の構成礦物百分比を求むる爲用ひられし Rosiwal 法を本實驗に適用せるものにして、球顆岩石は標本 O. II.(Fig. 25), O. III.(Fig. 24), O. X.(Fig. 23), A. I.(Fig. 22) を用ひ、研磨せる面は其面に、研磨せずして凹凸有る面は之を寫眞に撮り引伸したる面に、縦横に線を引き、其の線の球顆及び充填岩を切れる長さの各總和の比を容積の比に比例するものと假定せるものなり。之れに依りて得たる容積百分比を球顆及び充填岩の比重を用ひて重量百分比に換算せり。

以上の方法に依りて得たる結果は次表の如し。¹⁾

方 法	標 本	容積百分比		重量百分比	
		球 顆	充 填 岩	球 顆	充 填 岩
b).....	O. II.....	59.2.....	40.8.....	60.3.....	39.7
b).....	O. III.....	54.3.....	45.7.....	55.5.....	44.5
a).....	O. X.....	—	—	57.1.....	42.9
b).....	„	53.5.....	46.5.....	54.8.....	45.2
a).....	A. I.....	—	—	50.0.....	50.0
b).....	„	40.9.....	59.1.....	42.1.....	57.9
a).....	b. 11.....	—	—	15.4.....	84.6

球顆構成礦物の混比 球顆を構成する有色礦物と白色礦物の重量百分比を求むるため試料を細心の注意を拂ひて飛散する事を防ぎつゝ粉砕し、直徑 0.5 耗以下の粉末となし、之を Thoulet 溶液を用ひて比重の差に依りて分離せり。

Thoulet 溶液は赤色沃度汞 270 瓦、沃化加里 230 瓦の割合に混じて水溶液となしたるものにして最高比重 3.196 を得たれども、之を灰長石の浮ぶ程度に濃厚ならしめて用ひたり。

使用せる試料は球顆 d. VII. 全部、d. XII. の 1/4 及び d. XXX. の 1/2 にして本分離實驗三回を行ふに前後五月を要したり。

1) b. 11 は小形球顆を散在する特殊のものなる故球顆の比重に小球の平均比重 2.88 を取り、充填岩の比重は 2.75 として計算す。他は總て球顆の比重を 2.89、充填岩の比重を 2.75 として算出す。

其の結果は第貳表に示す如く、非常に良く一致し、僅に 1% 以内の差異を示すのみなり。之即ち球顆の比重の殆ど一致せる事實と共に大部分の球顆が殆んど異らざる成分、構造を有する事を示すものなる可し。

第 貳 表

	I		II		III	
specimen	d.VII		d.XII		½d.XXX	
G (4°C)	2.88 ₂		2.89 ₂		2.90 ₈	
wt of ball	73.7934 gr.		63.9222 gr.		54.6461 gr.	
wt of powder	73.2929 gr.		63.7381 gr.		54.4836 gr.	
loss for sampling	0.5005		0.1841		0.1625	
wt of loss in %	0.678		0.286		0.297	
	wt in gr.	wt in %	wt in gr.	wt in %	wt in gr.	wt in %
colourless constituent	34.1596	46.61	29.2612	45.91	25.1057	46.08
coloured constituent	38.6716	52.76	34.2595	53.75	29.1044	53.42
loss	0.4617	0.63	0.2181	0.34	0.2735	0.50
total	73.2929	100.00	63.7381	100.00	54.5836	100.00
colourless const.	46.91%		46.07%		46.31%	
coloured const.	53.09%		53.93%		53.69%	

$$\text{Mean} = \begin{cases} \text{colourless constituent} \dots 46.43\% \\ \text{coloured constituent} \dots 53.57\% \end{cases}$$

9 顯 微 鏡 的 觀 察

球 顆 (ball) 主成分礦物は斜長石、角閃石、黒雲母、石英、副成分礦物は榍石、磷灰石、ジルコン、褐簾石、磁鐵礦にして、二次的生成物として綠泥石、絹雲母等を伴ふことあり。

核 (neucleous) 核に三型あるは概述の如きも更に詳記すれば次の如し。
第一型 主として黒雲母及び斜長石より成るものと、之に多少の角閃石を混ぜるものと有りて、共に 0.5 耗以下の微晶にして明かに片理狀構造を呈す。石英に非ざるやの疑ひを抱かしむるもの一二存すれども微小にして確定するを得ず。第二型 斜長石のみより成るものと斜長石と石英の共生するものとあり。單晶若くは集合體より成り一定の排列を取らず。多少の包

裏物を有するを普通とす。第三型 黒雲母、角閃石及び斜長石の不規則なる集合體より成るものにして、各礦物の形、大きさも一定せず。第二型同様片理を有せず (Figs. 31, 32 & 33)。

放射帶 (radial shell) 有色礦物及び白色礦物の各々の群は放射狀排列をなせども、各一個々々の礦物に就きて見る時は必ずしも一定の排列をなさず。

有色放射部は主に角閃石及び黒雲母の集合にして甚だ複雑なる共生をなし、中心に向ひて略一定の排列をなせる如く見ゆる部分も相當にはあれど、結晶の光學的方位を検する時は各晶區々なるを知る。又屢々石英及び斜長石と微細複雑なる連晶をなす。此の連晶關係を詳細に觀察するに、角閃石及び黒雲母は共に蟲に蝕はれたる如き構造 (所謂篩構造 sieve structure) をなし、その微細なる穴を斜長石及び少量の石英が埋むるものなるも、穴の一つ一つが個々の單晶より成るものには非ずして、或る區域内にあるものは總て同一の消光位を呈するを常とす。かくの如く白色礦物が各區毎に異なる光學的方位を有する上其等を圍む角閃石及び黒雲母が又複雑なる共生をなすものなり。

白色放射部は主として斜長石及び極く少量の石英より成り、黒雲母及び角閃石の微晶を挾雜す。各結晶の光學的方位は殆んど一定せず。

外殼 (the outermost shell) 外殼は黒雲母及び斜長石より成り 0.5 耗以下の微晶にして、一定の排列を示さず。他の礦物は微小なるを以て確定する能はざるも、極めて少量の石英を伴ふものゝ如し。

外殼と放射帶との境には通常白色礦物に富める細帶存在せり。

球顆構成礦物の性質 斜長石 核及び放射帶を成せるものは一般に他形にして、大きさは大小種々あれど 1 纏に及ぶもの少なからず。聚片双晶の發達著しく、各葉片の幅は通常細密なるも、時に廣きもの有り。其の境の明瞭を缺くものも存在す。又二種の双晶の複雑して交錯せるもの、文象連晶を示すもの及び波動消光をなすものあり。且聚片双晶の彎曲せるもの一二あり。

内部若くは劈開其他の割目に沿ひて二次的礦物を生じ高き複屈折を示すものあり。

有色放射部に於けるものは、少量の石英と共に角閃石及び黒雲母と微細複雑なる連晶をなすか、或は多數の包裹物をなして存在し、或區域毎に同一の消光をなす。

斜長石は二種存在するものゝ如きも、未だ其の混合狀態詳かならず。

d. XII. の 1/4 を用ひて底面劈開に於ける屈折率を測定せし結果は

$$\alpha' = 1.546, \quad \gamma' = 1.552$$

及び

$$\alpha' = 1.555, \quad \gamma' = 1.567$$

にして(次章参照)、各々 An 37% 及び An 51% に相當し、中質アンデシ
ン及び曹質ラブラドライトに屬す。之を充填岩及び他の諸花崗岩に含まる
ゝ斜長石(オリゴクレス〜アンデシ)に比すればやゝ鹽基なり。外殻
に於けるものは其形遙かに小にして 0.5 耗内外若くは其れ以下の他形を示
すも、聚片双晶發達し、放射帯に於けると同様に斜長石自體の複雑なる構造
は時に存すれども、黒雲母との連晶は之を認むるを得ず。底面劈開に於ける
屈折率は $\alpha' = 1.545$ 前後にして、核に於けるもの及び放射帯に於ける低
き方のものに一致すと言ふを得べし。

角閃石 主として黒雲母と交雜して放射帯の有色放射部をなすものにし
て、核に含まるゝものは極めて少量なり。

核の第一型に存在するものは小にして 0.5 耗を超えず。其の形不規則に
して黒雲母と交雜しつゝ一定排列を取る。第二型及び第三型に於けるもの
は大きさ一定せず。一般に 3 耗以下にして形及び排列は不規則なり。

放射帯をなすものは 1 耗以下にして一塊をなすものも數區の消光位を異
にするものに分たる事多く、黒雲母と非常に複雑なる共生をなし、篩構造を
成して斜長石及び石英を包裹し、若くは其等と連晶をなすもの多し。黒雲
母の劈開面と角閃石の主軸の方向とを一致せしめて特殊なる共生をなすもの
あり。又角閃石の柱狀面が斜長石の劈開面に平行に入るものあり。

稀に内部に二次的礦物を生ぜるものあるも長石の變化せるものゝ如く、只一つ薄片 S. 2 の核の部分に存在する角閃石の内部に輝石と思はるゝもの存在し、内外其の消光位を異にす。

角閃石の光學的性質は (110) 劈開面に於て

多色性 $\parallel c = \text{緑色}$

$\perp c = \text{淡褐綠色}$

消光角 $c \wedge Z' = 17^\circ$

にして、普通角閃石に屬するものと考へらる。

黒雲母 核の第一型に於けるものは 0.5 耗以下にして、外廓の發達不完全なる板狀結晶をなし、一定方向に排列す。第二型及び第三型に存在するものは大さ、形、排列共に不規則なり。

放射帯に於けるものは形及び大さ一定せざるも 1 糎以下にして、前述の如く角閃石と複雑なる共生をなし、或は白色放射部中に小片又は小團として挾雜す。角閃石と共に篩構造を呈し、斜長石及び石英と連晶をなす事あり。又劈開に沿ひて綠泥石に變じ、藍綠色を呈し、低き複屈折を示すもの存在す。又小片が斜長石の劈開面に平行に入れる事あり。

外殻に於けるものは 0.5 耗以下の小板狀結晶にして外形は不規則なり。其の肉眼的及び顯微鏡的構造は核の第一型のものと類似すれども一定の排列認められず。

黒雲母の光學性質次の如し。

$\alpha' = 1.587$, $\gamma = 1.661$, $2V = \text{極小}$, $X = \text{淡黃色}$, $Y = Z = \text{褐色}$, $X < Y = Z$
屈折率に就きては次章參照せられたし。

石英 は其量僅少にして、核第一型に於ては一二其の疑ひあるもの有れど微少に過ぎ決定する能はず。第二型に於ては斜長石と連晶をなして存在し、第三型に於ける存在未だ明かならず。

放射帯に存在するものは他形にして、白色放射部に不規則小粒として含まるゝか、又は有色放射部の角閃石若くは黒雲母の篩構造中に微粒として

包裹さるゝものにして、共存する斜長石と屈折率及び干涉色を略々同じくせる爲識別困難なる事あり。唯稍大なるものに於ては双晶をなさざる事及び一軸性正なる事に依り僅に識別せらる。

楣石 は半自形乃至他形を示し、集合をなして黒雲母の劈開に沿ひて生ぜるものあり。又他礦物の間に混在する事あり。其の或る物は稍大にして3耗に達するものあり。

磷灰石 は0.1耗内外の微品夥しく分布し、其の形は短柱狀或は六角形斷面を示すもの及び丸味ある粒狀結晶をなすもの等あり。一般に包裹物として斜長石、角閃石及び黒雲母中に存するも、特に放射帶及び球顆周邊部の黒雲中に著しきものあるを見る。

カバー硝子を有せざる薄片に於て稀硝酸を滴下すれば容易に磷灰石のみ溶解し、之にモリブデン酸アンモンを滴下する時は忽ち黄色に變じ明瞭なる磷の反應を呈す。

ジルコン は磷灰石に比し其の量劣り、且つ結晶は一般に微少なるも黒雲母中に包裹する時はその周圍に明かなる多色性ハロを呈するを以て、磷灰石及び楣石と容易に區別するを得べし。

褐簾石 は其の存在極めて稀なるも外殻には0.11耗に達する結晶ありて、淡黄色—紫色—紅褐色の多色性を呈し、黒雲母と接する部分は黒雲母に明かなる多色性ハロを與ふ。

磁鐵礦 は其の量比較的多く、主として有色礦物に伴はれ、不規則粒狀なるも稍々大なるもの存在す。

充填岩(matrix) 主成分礦物は斜長石、石英、黒雲母、角閃石、副成分礦物は磷灰石、ジルコン、楣石、褐簾石、磁鐵礦にして、綠泥石、絹雲母等を二次的生成物として伴ふ。

斜長石 は半自形若くは他形にして大さ一定ならず。時に1厘に及ぶものあり。聚片双晶の發達著しけれど、球顆に於ける如き複雑なる構造なし。稀に波動消光をなすもの、聚片双晶の彎曲せるもの及び漸變的累帶構造を

示すものあり。斜長石及び他礦物の微晶を包裹する事あり。又内部の絹雲母様のものに變化せるもの存す。

斜長石の底面劈開に於ける屈折率は一般に $\alpha' = 1.543 \sim 1.547$ 及び $\gamma' = 1.548 \sim 1.555$ の中間に入るも、二液の中間に挟みて測定せしものなれば正確を期し得ざれども略々曹質アンデシン乃至中質アンデシンに屬する事は推察せられ、之を球顆に於けるものと比較するに少々曹質ならずやと考へらる。

石 英 は他形粒狀にして、其の量斜長石に比し遙かに少く、1~2 耗を普通とす。他礦物の間を詰め、波動消光をなすものあり。

黑雲母 は5耗以下なるを普通とし、0.5 耗程度の小片の集合せる所あり。球顆に於けると同様劈開に沿ひて綠泥石に變ぜるもの及び多數の包裹物を有するものあり。

黑雲母の光學性質¹⁾は $\alpha = 1.587$, $\gamma = 1.660$, $2V = \text{極小}$, $X = \text{淡黃色}$, $Y = Z = \text{褐色}$ $X < Y = Z$ 是即ち球顆中の黑雲母の光學性質と全く一致せるものなり。

角閃石 は通常 3~4 耗にして有色礦物集中部に於ては、黑雲母と交雜するもの及び多數の包裹物を有するものあり。球顆に於けるもの程著しからざるも篩構造を示す。多色性は淡褐綠色乃至綠色にして、球顆中のものと差異を認めず。

磷灰石 は微少なる柱狀或ひは粒狀結晶として他礦物中に包裹せらるゝも、殊に黑雲母中に多し。

ジルコン も亦微晶をなし他礦物中に包裹され、黑雲母中に含まるゝ時は特有の多色性ハロを呈す。

榍 石 球顆に於ける程見當らざるも、微晶をなして他礦物中に混在す。

褐簾石 は柱狀結晶をなすもの多く、淡黃—紫色—紅褐の多色性を有し、一般に他礦物中に包裹さる。稀に2耗に達する大晶あり。

1) 屈折率に就きては次章を参照せられたし。

10 斜長石及び黒雲母の屈折率

斜長石及び黒雲母の屈折率を浸液法に依り Klein の全反射屈折計を使用し, Na 光にて測定せし所次に述ぶるが如き結果を得たり。

斜長石の屈折率 本實驗に使用せし試料は球顆 d. XII. の 1/4 より掘出せるものにして, 他の 1/4 を重液分離第二回實驗に使用せしものなり。

本球顆は長軸の長さ(最大直徑)約 5.8 糎, 核は第三型に屬し, 放射帯は二重にして内帯は略々 1~1.3 糎の厚さを有し, 各放射狀の縞粗荒なるも, 外帯は其の厚さ 0.7 糎内外にして放射狀縞は細密なり。外殻を有せず。

かゝる球顆に於て之を中心を通りて長軸方向に四等分し, 其の一片を取り, 中心核の部分より掘出せる長石を P. No. 1, 長軸に沿ひて放射内帯の部分より掘出せるものを P. No. 2, 同じく長軸に沿ひて P. No. 2 と對稱の位置にある放射内帯の部分より掘出せるものを P. No. 3 と符號し, 各々壓碎して細粉となし實驗に供したり。

測定に當りては先づ其等細片の中より底面劈開面に平行のものを選び其の面に於ける屈折率 α' 若くは γ' を測定せるものにして, 小數點下第四位は四捨五入せり。

其の結果は第參表に示せる如く, 核をなす P. No. 1 は An 37% にして, 中質アンデシに屬する事を示し, 放射内帯に於ける P. No. 2 及び P. No. 3 は共に An 37% 及び An 51% なる成分を有する, 即ち中質アンデシ及び曹質ラブラドライトに屬する二種の斜長石を含む事を知れり。

此の事實は球顆構成の方法に關する説明を困難ならしむる一つの重大なる問題なり。

尙測定の結果, 各部分に於ける細片中一片たりと雖, $\alpha' = 1.546$ 以下の屈折率を示すものなかりしは, 正長石の存在を否定するものにして, 少くとも本球顆 d. XII. 中には正長石存在せずと云ふを得べし。

黒雲母の屈折率 實驗に供せし試料は球顆岩石 b. 27 及び b. 28 に含まるゝ球顆中及び充填岩中に存在する黒雲母を掘出したるもの及び之と比較す

第 參 表
Plagioclase (Ball d. XII.)

Index of refraction measured on (001)			
	α'	γ'	An, mol in %
P. No. 1.	1.546.	1.552.	37
	1.546.	1.553.	—
	1.546.	—	—
P. No. 2.	1.546.	1.552.	37
	1.546.	—	—
	1.546.	—	—
	1.555.	1.559.	51
	—	1.560.	—
P. No. 3.	1.546.	1.551.	37
	1.556.	1.563.	51
	1.555.	1.562.	—
	—	1.560.	—
	—	1.560.	—

る爲、雲母片岩(1805)及び(ハ. 33)より掘出せるものを使用せり。

b. 27 及び b. 28 は共に 4 纏内外の直經を有す數個の球顆を有する岩塊にして、球顆及び充填岩のあらゆる部分に就て比較せんが爲、其の試料採取個所を次の如くせり。

同一球顆中の各部分に就て知る爲 b. 27 中の一球顆に於て其の中心部より取りたるものを各々 B. No. 2 及び B. No. 3 とし、他の岩塊に於ける球顆と比較する爲 b. 28 に含まるゝ異れる 32 個の球顆に於て任意の部分より掘出せるものを各々 B. No. 4, B. No. 5 とす。又充填岩中に於ける種々のものと比較するために b. 27 に於て大なる葉片をなすもの及び小葉片の集合せる部分のものを取り、夫々 M. No. 1 及び M. No. 5 とし、b. 28 に於て球顆に接近して位置するもの及び球顆と球顆の中間に位置するものを取り各々 M. No. 2, M. No. 3 及び M. No. 4 とせり。

雲母片岩は毛無山東北尾根上にて得し岩塊 (1805) 及び同尾根西側山腹にて得し岩塊 (ハ. 33) より各一片を掘出し試料とせり。

測定方法は各葉片を底面劈開を利用して壓碎し細薄片となし其の面に於て γ を測定せしものにして、前述の黒雲母は總て顯微鏡的に 2V 殆んど 0 に近きを以て、底面に於ける屈折率は之を γ とのみなすを得るものなり。 α は底面に直角に切れる薄片を特に製作し、之に依り測定せしものにして、

使用せし試料は M. No. 4 なり。

測定の結果は次に表示せる如くにして小數點以下四位を四捨五入せる結果、球顆中に存在せるものは總て $\gamma=1.661$ を示し、充填岩中に於けるものは總て $\gamma=1.660$ を示したり。此處に小數點以下第三位に於て 1 の相異を見るも、浸液法其のものゝ正確度 ± 0.001 なるを以て兩者の間には差異なしとするを穩當とす。

雲母片岩に於けるものは一致せる値を得ざりしも共に球顆岩石に於けるものより低き事明白なり。

尙以上の結果を吉木文平博士の測定せられる峯寺山球顆岩石中の黒雲母と比較する時は、本球顆岩石に於けるものの高きを知る。即ち

峰寺山球顆岩石			毛無山球顆岩石		
(黒雲母)	α	γ	(黒雲母)	α	γ
核1.578	1.633	核 —	1.661
董青石帶 —	1.597	放射帶 —	1.661
充 填 岩1.587	1.636	充 填 帶1.587	1.660

第 四 表

Biotite (specimen b. 27. & b. 28.)

Index of refraction			
Ball		γ	α
b. 27.	B. No. 1.....	1.661.....	—
"	B. No. 2.....	1.661.....	—
"	B. No. 3.....	1.661.....	—
b. 28.	B. No. 4.....	1.661.....	—
"	B. No. 5.....	1.661.....	—
Matrix			
b. 27.	M. No. 1.....	1.660.....	—
b. 28.	M. No. 2.....	1.660.....	—
"	M. No. 3.....	1.660.....	—
"	M. No. 4.....	1.660.....	1.587
b. 27.	M. No. 5.....	1.660.....	—
Mica schist			
	(1805).....	—1.653
	(ハ. 33).....	—1.649

にして峯寺山に於けるものは内核に含まるゝものと、充填岩に存するものとの間に多少の差異あり、外殻にあるもの著しく低し。

11 結 論

以上述べ來りたる諸事實より考察するに、斑狀花崗岩及び粗粒花崗岩が別個に侵入せるものなるか、或は同一岩漿より岩漿分化に依り生成せられたるものなるかは未だ詳かならざるも、兩者が其の岩石

學的及び化學的性質を異にする事は I. 3 及び II. 7 に依り明かにして毛無山附近の小區域に存在する中粒花崗岩がその周圍に發達せる粗粒花崗岩の迸入に依り同花崗岩漿との間に生ぜる同化生成物ならん事は其の雲母片岩の周圍にのみ發達する事より見るも想像に難からず。

球顆岩石は此の中粒花崗岩中に存在するものにして、其の成因に關しては構成礦物に差異は有れども、峯寺山産球顆岩石同様特種な狀態に置かれたる捕獲岩(雲母片岩)及び花崗岩漿の熱度及び或る成分の添加に依りて特殊なる條件のもとに形成せられたるものと考えざるを得可く、球顆の化學成分が花崗岩の夫より著しく鹽基性なる事及び球顆の中心に黒雲母に富み片理を有する核を有するもの少なからざる事等は此の考へを肯定するに有利なる事實なり。

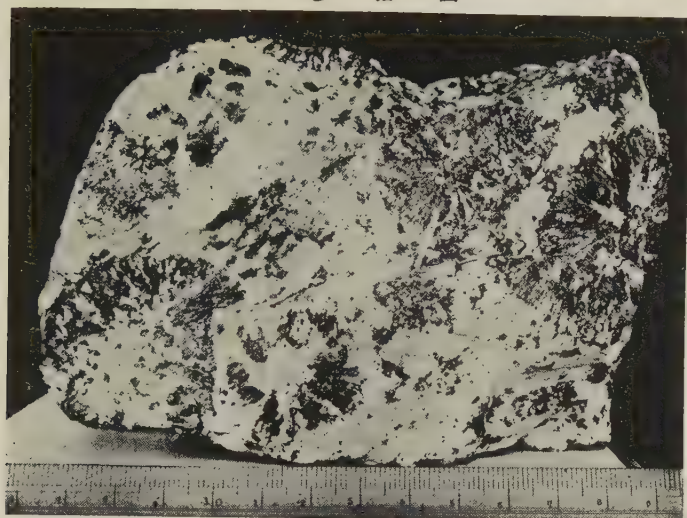
今球顆の構造を見るに本球顆の如く同一放射帶中に有色礦物及び白色礦物の集合が明かに黒白の縞をなし、交互に混在する如きものは本邦は勿論外國に於ても殆んど其の例を見ざる所なり。

本球顆は其の放射帶の構造、角閃石及び黒雲母の共生狀態及び白色礦物との關係より推すも之等諸礦物の殆んど同時に晶出せるものと考えざるを至當とし、晶出に當りては或る先在せる結晶或は集合體を核として其の核の周圍に極めて迅速に晶出せるものゝ如く、放射帶の二重なるものは二回に亘りて急激結晶をなせるものならん。

外殻は放射帶の急速なる結晶作用終了せる後尙其の周圍に或る成分の殘留せるものに生ぜしものなるか又は或る種の成分が外部より添加せられて生ぜしものなるかは判明せざれども、球顆の破壊せられて充填岩侵入せるもの存在するは少くとも球顆の凝固後に於て尙外殻の一部及び充填岩に可なりの流動性を有せるもの有りし事を示すものなり。

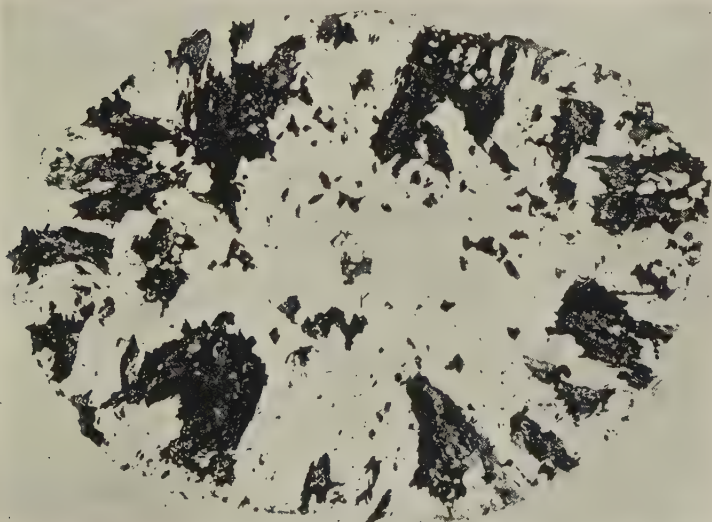
本球顆岩中に含有せられたる有色礦物の非常に鐵に富める事及び磷灰石、楣石及びジルコン等の包裹物多量に存在する事は注目に値する事實にして、花崗岩漿の後期の晶出にかゝり、揮發成分に富める部分に凝固せるが

第 參 拾 圖



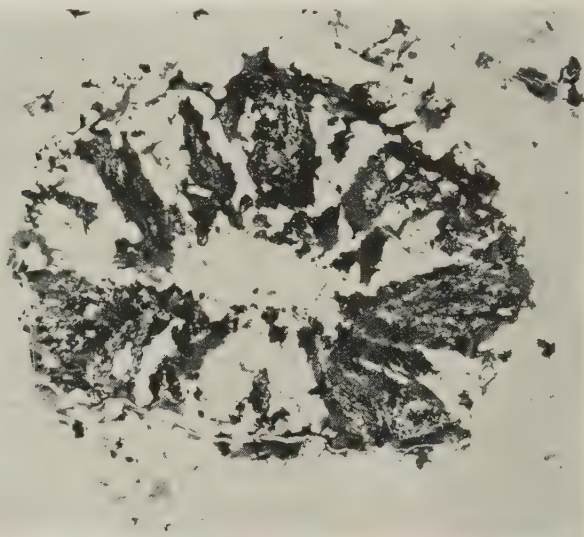
斷層にて切られたる球顆岩

第 參 拾 壹 圖



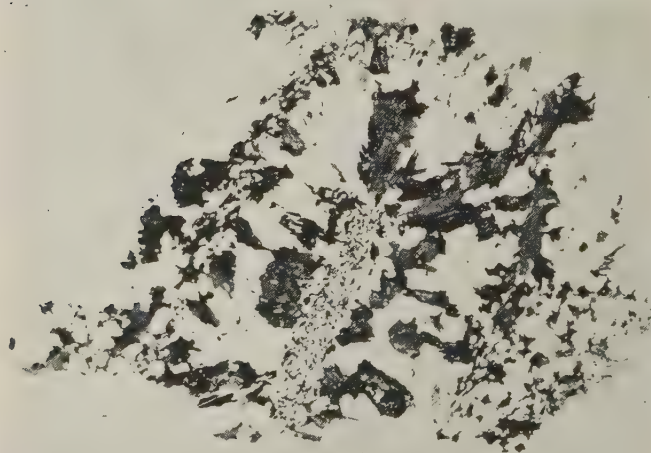
球顆 (S. 2.) の薄片, 核の有色礦物及び白色礦物の不規則なる
集合體より成るもの (第三型) $\times 2.3$

第 參 拾 貳 圖



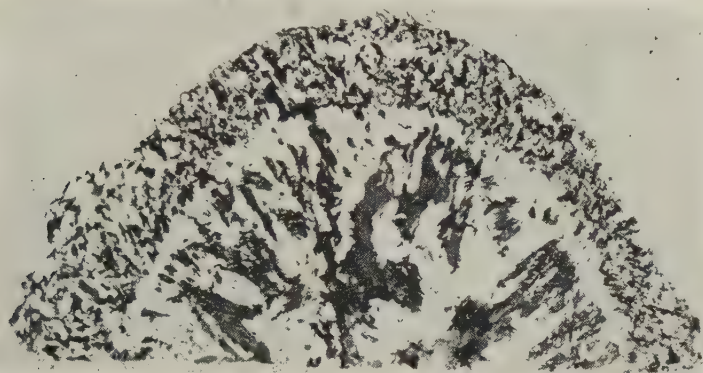
球類 (S. 7.) の薄片, 白色礦物の單晶或は集合體より成るもの(第二型) $\times 2.3$

第 參 拾 參 圖



球類 (S. 6.) の薄片, 有色礦物及び白色礦物の細粒より成り, 一定の片理を有するもの(第一型) $\times 2.3$

第 參 拾 四 圖



球類 (S. I.) の薄片, 特に外殻を示す。 × 2.3

如き感を深からしむ。

本地域に發達せる花崗岩質岩石の總てが褐簾石を含有することは興味ある事實なり。

尙本研究に於て疑問を生じたる點未だ判明するに至らざりし點少なからず。今後の研究に俟つ所多し。

河野學士は竹内學士採集のこれ等球類岩石の化學的研究を行ひ、其の後自身にも同地を調査し、其の結果を將に公表されんとしてゐる。當教室に於ける同地產の礦物及び岩石の研究は、竹内學士を先驅とし、河野學士の化學的研究は其試料を利用して居る點が尠くない。故に河野學士研究報告發表前に竹内學士の研究を公にするは諸點から見て大に便であることを思はしめる。本研究は竹内學士が卒業論文として既に三ヶ年前即ち昭和十一年三月に當教室に提出されたものである。同君は爾來實業に携り劇務に従事して居られるので、本誌掲載に都合よき形に本論文を處理する事は時間が許さなかつたので、余と共に大森學士が其勞を取つたのである。然し竹内學士の文意文體には殆んど變化を與へなかつたから、この點では原論文を其儘に窺ふことが出來ると思ふ。唯惜しむべきは原論文には其文意を助くべき優秀なる寫眞が澤山挿入してあつたが、雑誌編輯上これ等を全部掲載することが出來なかつた。この圖版を出來得る丈け嚴撰したのであつたがまだ其數が 34 葉に達し、編輯規定を超過したので、これに對する費用は學會以外の負擔とした、この點會員諸氏の御了解を得置きたいのである。(神津)。

毛無山産球顆岩石の化學的研究 (I)

理學士 河野義禮

目 次

1 緒 言	6 諸岩石の化學成分
2 球顆岩四近の地質	7 球顆岩石の化學成分
3 球顆岩の露出狀態	8 花崗岩化作用 (granitization) の考察
4 球顆岩附近に發達せる諸岩石 の岩石學的性質	9 球顆並びにその周縁岩類の比重
5 球顆岩の構造並びに礦物成分	10 球顆構成礦物の混比
	11 球顆晶出狀態の考察

1 緒 言

神津教授は過去多年に亘り球顆岩石 (orbicular rock) に就いて考察せられ、本邦本土及び朝鮮等に於けるこれ等岩石を集聚せられ、同教授及びその指導下に既に研究の大要を終り公表されたものには峯寺山球顆岩石¹⁾、猿投山球顆花崗岩²⁾等がある。本研究も亦この種研究の繼續である。

長野縣下伊那郡毛無山に球顆岩石の産出する事は岩石學者間に以前³⁾より知られて居たものである。當教室で實地に就いて第一に調査を始めたのは竹内英雄君⁴⁾で、昭和9年神津教授指導の下に卒業論文の資料をこの地に集聚したのである。猶又八木貞助氏は神津教授の請によつて多量の球顆岩石の標本を贈られて吾々の研究に便宜を與へられた。竹内學士は野外踏

-
- 1) 亘理誠五郎, 岩石礦物礦床學, 第九卷, pp. 147~153, 昭和8年。
吉木文平, 岩石礦物礦床學, 第九卷, pp. 260~268, 昭和8年。
B. Yoshiki, Proceedings of the Imperial Academy, IX, p. 609, 1933.
河野義禮, 岩石礦物礦床學, 第拾卷, pp. 166~178, 昭和9年。
Y. Kawano, Proceedings of the Imperial Academy, IX, pp. 613~616, 1933.
- 2) 河野義禮, 岩石礦物礦床學, 第貳拾卷, pp. 14~25, pp. 60~70, 昭和13年。
- 3) 佐藤傳藏, 天然紀念物調査報告, 地質礦物の部, 第四輯, pp. 17~21, 大正15年。
石井清彦, 惠那山圖幅・七萬五千分の一, 昭和三年。
- 4) 竹内英雄, 東北帝國大學理學部岩石礦物礦床學教室卒業論文, 昭和11年。

査岩石の顯微鏡的觀察及び比重測定等の重要な研究を行ひ、筆者は昭和10年神津教授指導の下に本球顆岩並びにその周縁に發達する岩石の化學的研究を開始した。この化學分析を行つた標本は竹内學士の野外及び室内研究を行つたものである。その化學分析の一部については既に昭和11年4月東京に開催せる地學聯合學會の席上で發表した¹⁾。同年夏筆者も亦球顆岩の露出狀態並びに周縁岩を踏査採集する機會を得、此等岩石の化學分析に従事し今略終了したから茲にその結果を報告し、更に分析結果に基き本球顆岩の生成過程の論議を試みようとするのである。

本稿を草するに當り、球顆岩研究の機會を與へられ且つ終始御懇篤なる御指導を賜ひ且つ本稿の御校閲の勞をとられた神津先生に深甚なる謝意を表する。又分析資料を分與され且つ礦物分離實驗に御協力下さつた竹内英雄學士にも厚く感謝したい。

2 球顆岩四近の地質

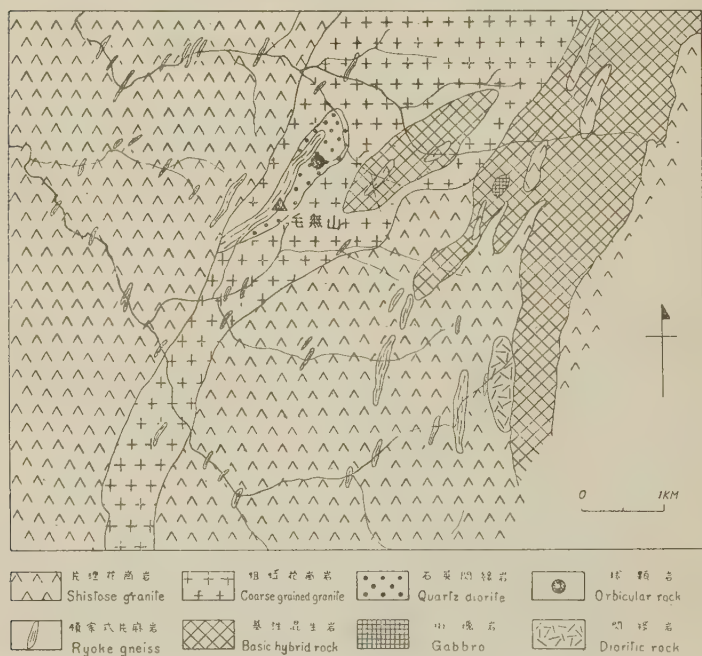
毛無山四邊は主として花崗岩類よりなるものであるが、その中最も廣き分布を有するものは略 $N40^{\circ}\sim 50^{\circ}E$ の片理構造を有する黒雲母花崗岩であつて、地質調査所の發刊に係る七萬五千分ノ一の惠那山圖幅²⁾に依ると、この片理黒雲母花崗岩は景勝地天龍峽を始め本圖幅の殆んど大部分に亘り分布し、本地域深成岩類中最古のものであると述べてゐる。加里長石の大結晶を斑狀に含有し斑狀構造を呈する事が特徴である。本岩の毛無山以西に露出するものは斑狀及び片理兩構造特に明瞭であるが、毛無山以東に露出するものは斑狀構造稍々明瞭を缺き、猶鬼面山及び氏乘山附近に於ては古生代水成岩を多量に捕獲し、これを同化して種々の混生岩を形成してゐる。この外毛無山附近に於て片理花崗岩を北々東より南々西の方向に1~3呎の幅にて帶狀に貫き有色礦物に乏しい粗粒質の閃雲花崗岩の露出がある。片理構造も明瞭でなく、斑狀構造も示さない等粒質のものであつて、

1) 河野義禮, 地質學雜誌, p. 398, 昭和11年。

2) 石井清彦, 惠那山圖幅七萬五千分ノ一, 昭和3年。

前者とは肉眼的にも容易に區別せられる。前片理花崗岩との境界はその西側に於ては殆んど直線的に明瞭であつて、斷層線なるを思はしめるが、東側に於ては本花崗岩も亦多少片理を呈し西側に於けるが如く明瞭ではない。粗粒花崗岩の方が片理花崗岩より後期なるものゝ如く、おそらく粗粒花崗岩は片理花崗岩の殘溜岩漿であらう。これ等兩種花崗岩中には捕獲岩たる

第 壹 圖



毛無山附近の地質

領家式變成岩がレンズ状に或は roof pendant として所々に挾在してゐる。この關係を特に毛無山附近に見るに粗粒花崗岩の中には長さ約 1.5 軒のレンズ状領家式變成岩を保有して居る。兩岩の接觸部特に捕獲岩の東側數百米の幅には有色礦物に富んだ中粒の閃綠岩に類似の岩石が發達してゐる。以下記せんとする球顆岩石はこの中粒閃綠岩質岩中に極めて小範圍に

限られ存在してゐるものである(第壹圖)。

3 球顆岩の露出状態

下伊那郡喬木村大島部落より南折して加賀須川の支流中口谷を進む事約 1 軒にして下幕岩と呼ぶる一、小支溪に會する、この支流を遡る事更に 400 米にして右側に菊ナギと稱する懸崖中に球顆岩石の露出が見られる。この位置は丁度毛無山頂上三角點の東北方約 800 米の地點である。

溪底より 13 米の高さに斜走する一つの小斷層線が見られ、この線を境としてこれより上部約 20 米の高さに迄球顆が認められる。球顆露出面には數條の小斷層線が走り、球顆の分布少々複雑である¹⁾。大體に於て下部には球顆の大なるもの集合し、その分布も密であるが、上部となるに従ひ球顆は小となり、その分布も次第に疎となり、中粒閃綠岩質岩に移化し、境界は判然しない。球顆を充填せる充填部は、球顆の密なる部分に於ては有色礦物少く白色を呈するが、球顆の分布疎なる部分は、有色礦物に著しく富んで居る。露頭面の東側約 6 米の個所を採掘して見たが球顆は全く存在しなかつたが、露頭面の西側約 12 米の鑛中の表土を剝脱して見ると中位の球顆の猶存在するを見た、更に數米西方を検したが最早球顆を認め得なかつた。従つてこの球顆岩は現露出面以外は西方に僅かに擴がり居るものと思はれる。球顆岩露頭の下部は斜走する小斷層線に依り境され中粒閃綠岩質岩石との境界は比較的明瞭であるが、上部及び左右は球顆の分布次第に疎となり閃綠岩に漸移し境界は全く認め難い。この點より本球顆岩は岩脈ならざることとは明かである。

4 球顆岩附近に發達せる花崗岩類の岩石學的性質

球顆岩附近には、前節で述べた如く、片理黑雲母花崗岩、粗粒閃雲花崗岩、中粒石英閃綠岩の外、此等の中にレンズ狀に介在する少量の領家式變成岩、並びに之と互層してゐると考へられる僅少のホルンフェルスが露出する。此等諸岩につきその特徴、礦物成分等を次に簡単に記載する。

1) 竹内學士球顆岩石露頭略圖參照(岩礦, 第 22 卷, 第 2 號, 98~99 頁)。

片理黑雲母花崗岩 灰白色粗粒にして明瞭なる片理構造を呈する。加里長石の大晶を斑狀に含有して斑狀構造を呈し、有色礦物は單結晶以外に數結晶の集合體を作る場合が多い。之を檢鏡すると石英、加里長石、斜長石、黑雲母等の主成礦物の外、褐簾石、楣石、磁鐵礦、燐灰石、風信子礦等を副成礦物としてゐる。石英は多量に存在し時に波動消光を示すものがある。加里長石は屢々 2~3 綫最大 5 綫に達する斑狀の大晶をなし、ベルト構造を示し、斜長石を少量包裹する。斜長石はその量極めて多く、結晶周縁部にミルメカイト構造を示すものがある。黑雲母は本花崗岩の主要有色礦物であつて比較的多量に含有せられ、褐簾石、風信子礦及び燐灰石を包裹し、前二結晶の周圍には多色性疊輪を呈してゐる。黑雲母の結晶周縁は楣石の小結晶に依り圍繞せられてゐる事がある。褐簾石は時に 2mm に達し、黄褐色〜赤褐色の多色性を示し累帶構造を示すものがある。

粗粒閃雲花崗岩 肉眼的に一般には灰白色粗粒質であるが、所に依り長石が赤味を帶び淡赤色に見ゆる部分がある。片理構造は一般に明瞭でない。鏡下に觀察すると石英、加里長石、斜長石、黑雲母、角閃石の主要成分と褐簾石、楣石、磁鐵礦及び燐灰石等の副成分礦物を含有して居る。石英は包裹物等なく透明である。加里長石には最大 2 綫に達するものがあり、微斜長石構造及びベルト構造が認められる。斜長石は前片理花崗岩に比しその量が著しく少い。周縁部にミルメカイト構造の認められるものがある。黑雲母も前片理花崗岩に比しその量が著しく少い。角閃石は前片理花崗岩には殆んど認められなかつたものであるが、本花崗岩には極めて普通に存在する X = 綠黄色、 Z = 綠色の多色性を示す。楣石を包裹する事がある。褐簾石は多色性が強く黄褐〜赤褐色に變化する。

中粒石英閃綠岩 肉眼的には灰白色の中粒であるが、有色礦物の多量な事が特長であつて、後に述べる化學成分よりも明かな如く、最早花崗岩とは言ひ難く、石英閃綠岩と言ふべきものである。鏡下に檢すると石英、加里長石、斜長石、黑雲母及び角閃石の主成礦物と褐簾石、楣石、燐灰石、方解石

及び黄鐵礦等の副成礦物を含有する。石英及び加里長石の少量なるに反し、斜長石及び有色礦物の量は多量である。角閃石は綠色角閃石であつて消光角は最大 20° に達するものがある。微量ではあるが、方解石及び黄鐵礦等の存在する事は本岩の成因考察上重要と考へられる。

領家式片麻岩 領家式片麻岩は肉眼的に片理構造著しく、幅數耗へ數廻の迸入花崗岩質岩石の數多き縞を有し、黒雲母に富む部分は暗紫褐色を呈する。鏡下には中等粒完晶質片狀構造を示し、主成礦物は石英、加里長石、斜長石及び黒雲母であつて時に白雲母を含有する。副成礦物としては燐灰石及び風信子礦が見られる。

ホルンフェルス 領家式片麻岩の懸崖下で轉石として採集したが片麻岩との直接關係は觀察し得なかつた、然し之と互層し、花崗岩質岩石の迸入を蒙らなかつた部分と想像するに難くない。肉眼的には暗紫褐色で多少片理構造を有し、鏡下に於ては中等粒構造を示してゐる。少量の石英及び多量の斜長石を含有してゐるが、斜長石は粒狀を呈し、聚片雙晶なきため石英との識別が著しく困難である。然し少量ではあるが斑狀變晶 (porphyroblasts) 様斜長石も存在し、その劈開面に沿ひ多量の針狀晶子が發達する(第貳圖)。有色礦物としては黒雲母の外更に多量の角閃石を含有する。角閃石は淡綠色を呈し多色性は極めて弱い、聚片雙晶をなすもの多く或は陽起石ならんか。本岩の如き礦物組合せのホルンフェルスは Goldschmidt¹⁾ の分類した 10 class の中には全く存在しない。杉博士²⁾ に依れば我が國に於ても角閃石を含有するホルンフェルスは稀れなるものゝ如くである。岩生學士³⁾ は天龍峽附近の花崗岩中に捕獲岩として角閃石を多量に含むホルンフェルスを記載し、同岩石は上部秩父古生層中の變朽輝綠岩より誘導されたるものと考へて居らる。この岩石は余の角閃石ホルンフェルスと近似の様に

1) V. M. Goldschmidt, Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet, pp. 146~197, 1911.

2) 杉健一, 接觸變成岩, (岩波講座) pp. 32~33, 昭和6年。

3) 岩生周一, 地質學雜誌, 第44卷, pp. 994~995, 昭和12年。

も考へられるが岩生學士の本岩鏡檢では異なる岩種であるとの意見である。

5 球顆岩石の構造並びに礦物成分

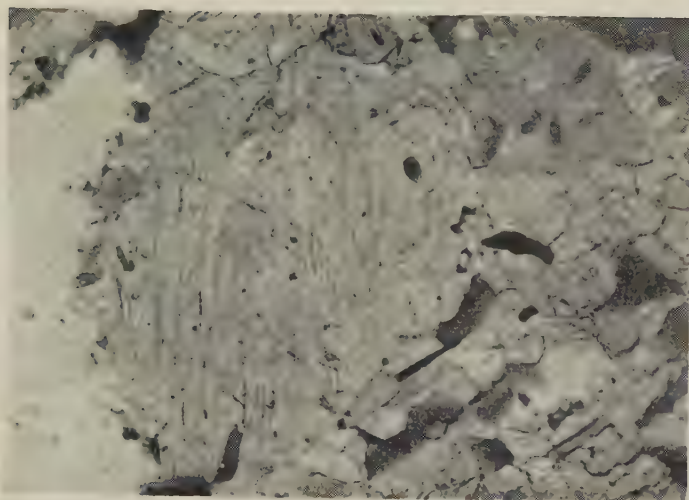
球顆岩石は長さ 1.5cm~8cm に達する球顆及び之を充填する充填部から成る。球顆は更に内核と外殻に區別され、外殻は更に外方に向つて放射狀に發達する放射狀外殻(球顆の小なるものにありては一重であるが、球顆の大なるものにありては結晶度を異にする二重の放射帶からなる事が普通である)と之を圍繞する圍繞帶に區別する事が出来る(第參圖及び第四圖)。

内核(nucleus) 内核は之を構成する礦物成分並びに構造に依り略三型に區別する事が出来る。第一型は白色礦物の單晶(第五圖)又は集合體よりなるものであり、第二型は白色礦物及び有色礦物の不規則なる集合體よりなるものであつて、第三型は白色礦物及び有色礦物の細粒よりなり一定の片理を有するものである。竹内英雄學士は 115 個の球顆につき以上三型に屬する統計を取りたる所第一型 29%, 第二型 44%, 第三型 27% なる結果を得たり。鏡下に檢すると第一型は斜長石の單晶の場合と石英と共生せる場合とある。第二型は斜長石、黑雲母及び角閃石の不規則なる集合よりなつてゐる。第三型は主として斜長石及び黑雲母よりなり、片狀構造を呈する事が特徴である。

放射狀外殻(radial shell) 放射帶は球顆の主體を構成するものであつて、肉眼的には白色礦物及び有色礦物の交互放射狀共生よりなるものであるが、之を鏡下に檢すると白色礦物は主として斜長石よりなるものであり、有色礦物は黑雲母及び角閃石よりなり、此等諸礦物が複雑なる共生(第六圖)をしてゐる事が分る。石英は主として有色礦物中に微粒としてポイキリチックに包裹せられてゐる場合もあるが、包裹物と言ふよりむしろ之と網狀に共生してゐると言つた方が良い場合もある。この共生石英中には無數の針狀又は粒狀の有色礦物の微晶(第七圖)が包有されてゐる。斜長石は聚

1) 岩礦, 第 22 卷, 第 2 號, 第 100 頁。

第 貳 圖



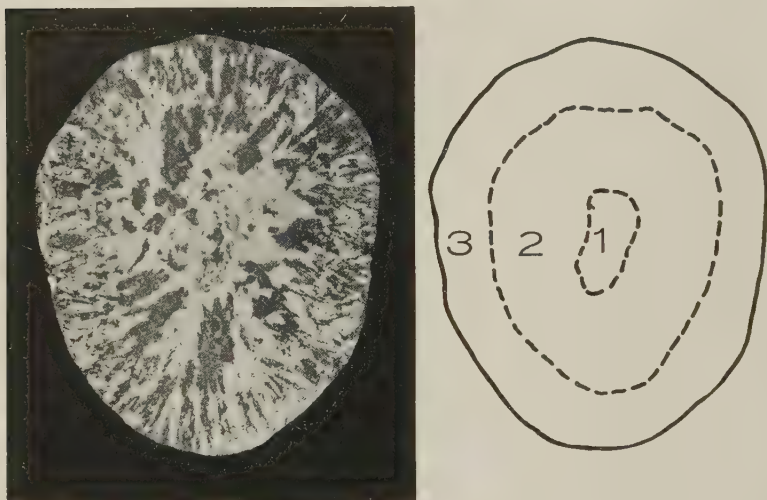
ホルンフェルスの斜長石の斑狀變晶 (porphyroblast)
中に多數の針狀晶子を包裹せる状態 × 90

第 參 圖



球 顆 岩 (竹内英雄學士原圖) × 1

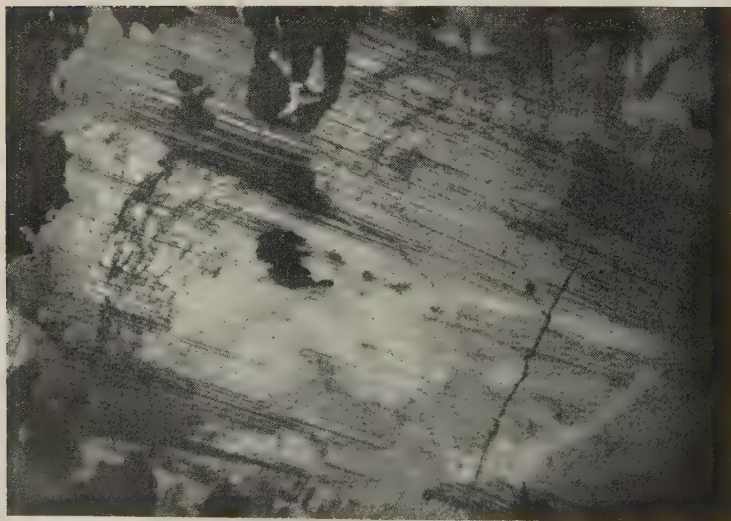
第 四 圖



中心より切斷せる球顆 實物大 (竹内英雄學士原圖)

1 内 核, 2 粗粒外殼, 3 細粒外殼

第 五 圖



球顆内核の斜長石 xenocryst $\times 23$

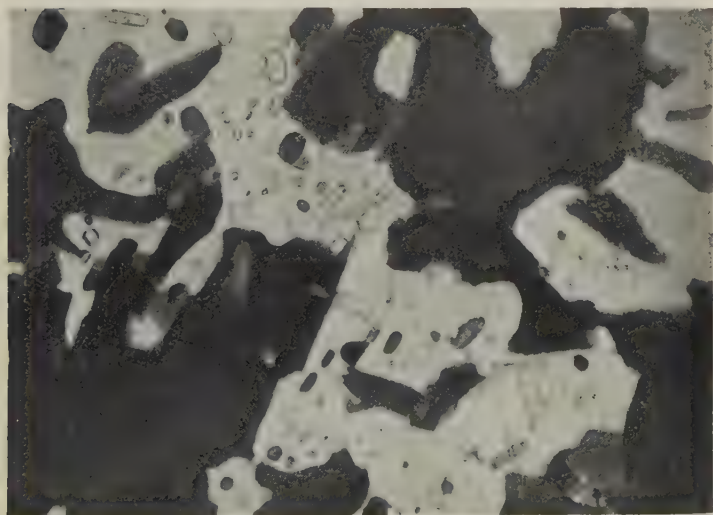
第 六 圖



球顆外殼放射帶の斜長石、黒雲母、角閃石及び石英の共生關係を示す。 25

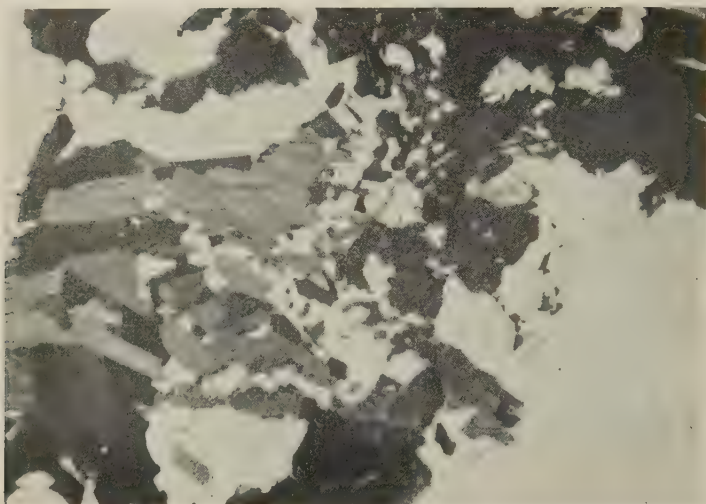
P は斜長石、B は黒雲母、H は角閃石、Q は石英

第 七 圖



球顆外殼放射帶の有色礦物と共生せる石英中の諸種包裹物を示す。 75

第 八 圖



球類の間を充填する岩石の一部を示す。黒雲母、角閃石及び石英の共生関係は球類放射帯のそれと近似してゐる部分がある。 × 25

第 九 圖



球類の分布著しく疎なる部分の充填部であつて水成物質を多量に捕獲しこれを同化しつつある状態と一方小球類を晶出しつつある状態が觀察せられる。 × $\frac{1}{3}$

B は球類, S は水成物質

片雙晶が普通であるが時にモザイック様の特異な構造を呈する事がある。包裹物として有色礦物の微晶を少量含有してゐる。黒雲母は最大 1 cm に達し、角閃石とは互に相貫き同時晶出を思はしめる。本結晶内に石英微粒を包裹せるか或は之と共生せる場合が多い。結晶周縁を楣石に依り圍繞せらるゝ事がある。角閃石は最大 1 cm に達し、光學方位の異なる角閃石或は黒雲母等と不規則に共生せるもの多く、又黒雲母同様内部に石英微粒を包裹又は之と共生してゐる。X=黄綠色、Z=緑色の多色性を示し、最大消光角は 25° に達してゐる。放射帯には此等の主成分礦物の外副成分として楣石、磁鐵礦及び磷灰石等が存在してゐる。

外殻圍繞帶 (the outermost shell) 本帶は其幅薄き爲め殆んど存在を認め得ざるものもあるも大なるものには其幅 6 mm に達するものがある。主として斜長石及び多量の黒雲母の小晶よりなり、角閃石結晶を有せざることが特徴である。結晶排列も不規則であつて放射狀の如き排列は認められない。

充填部 (matrix) 球顆の分布密なる部分と疎なる部分とに依り、礦物の量的關係は異なるが構成礦物の種類には變りはない。主成礦物は石英、加里長石、斜長石、黒雲母及び角閃石で、副成分は楣石、磷灰石、風信子礦、褐簾石及び磁鐵礦である。球顆と礦物成分上異なる點は石英及び加里長石を多量に含有し著しく花崗岩化されてゐる事である (加里長石は球顆には全く存在しない)。然し球顆の分布疎なる部分の充填部を檢鏡すると黒雲母、角閃石及び石英は球顆放射帯に近似の共生を示す事がある (第八圖)。又球顆の分布更に疎なる部分には小レンズ狀の水成岩物質を捕獲して之を同化しつつある状態を認める事が出来る、又これと同時に小球顆を晶出しつつある状態をも觀察せられる (第九圖)。この標本では球顆は捕獲岩を基として同化作用で生じたものと考へられ、峯寺山球顆岩石の成因と其の軌を一つにする様である。(未完)

森礦山産銀滿俺礦中の重晶石假像と 硫滿俺礦 (alabandite) の産狀

理學博士 渡邊萬次郎

地形及び地質

本礦山は山形縣西置賜郡長井村大字森の南部に在り、長井線長井驛より長井町を貫ぬき、坦々たる縣道を東北進すること約3軒、通洞坑口の事務所前まで自動車を通じ、交通運搬極めて便なり。

之を地形的に見れば長井盆地の東縁に當り、その東側を劃する丘陵性山地の一峯通稱羊齒の森の西斜面を占め、最上川の本流によつてその西側を限らる。東側即ち羊齒の森の頂上は、海拔370米に達すれども、その西麓の長井盆地また海拔200米に位するを以て、之を抜くこと最高170米に過ぎず、その東方は漸次波状の高原性山地に移化すれど、西側即ち盆地に面する部分はやゝ急峻なる斜面をなし、特に花崗閃綠岩の風化せる部分は、崩崖を裸出する部分あり、礦床はその中腹に露頭を有して、西北方下底に達す。

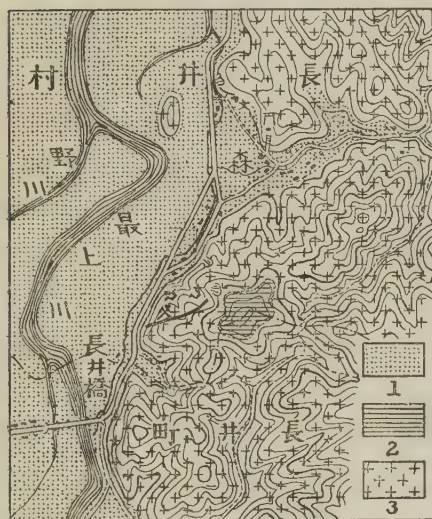
西側即ち盆地面は、最上川の沖積物に厚く被はるれども、東側即ち山地の大部分は花崗閃綠岩に屬し、僅かに羊齒の森の頂上部のみ、第三紀層の一部と認めらるゝ泥板岩に被覆せられる(第壹圖參照)。

花崗閃綠岩は地表に於ては概ね風化し、坑内に於ては礦液の作用によりて分解し、新鮮なるもの稀なれども、森部落東端にて得たる新鮮なるものゝ薄片を検するに、主として石英、斜長石、アルカリ長石、角閃石及び黑雲母より成り、斜長石は累帯構造及び聚片双晶に富み、その屈折率及び重屈折より灰曹長石乃至中性長石と推定せられ、アルカリ長石は細かきパーサイト構造を示す微パーサイト石 (micropertthite) なり。角閃石は綠色乃至綠黄色の多色性を示し、黑雲母に比してその量少なし。このうち斜長石、角閃石及び黑雲母は、概ね自形乃至半自形を呈し、その間隙をほぼ等量の石英及びアル

カリ長石にて充填す。この外微量のチタナイト、ジルコン、燐灰石等を作なふこと常の如し。

泥板岩は灰黒色緻密にして、往々植物の破片を含有す、その露出不充分に

第 壹 圖



森 礦 山 地 質 圖

1. 沖積層
2. 第三紀泥板岩
3. 花崗閃綠岩

乃至北西方にして、西部に於ては約 45 度、東部に於ては上磐側の第一號脈は約 45 度、下磐側の第二號脈は 60 乃至 70 度を常とす。その延長は現在既に追跡せられたる範圍に於て、通洞準にて 300 米、上下また少くとも 150 米に達す。その兩磐との境界は、所によつては判然たれども、所によつて不明瞭にて、礦脈の一部は網狀乃至礦染狀に母岩の一部を貫ぬき、45 米坑道東向等にては總厚 5 米を超ゆる部分あり、且つ礦脈の上磐或は中軸に沿ひて、これに平行なる斷層に貫ぬかるゝ部分多し。

本礦床の發見の歴史は不明なれど、明治 40 年既に遠藤長右衛門なる者により銀山と

して、層向傾斜等を確かめ難し。

礦 床 の 概 要

礦床は主として菱滿俺礦及び多少の石英と、閃亜鉛礦、方鉛礦、黃鐵礦及び白鐵礦より成り、やゝ不規則なる脈狀を成して、主として花崗閃綠岩中を貫ぬき、主なるものは西部に於ては一條なれども、東部に於ては二條に分れ、その走向また西部と東部とにて異なり、西部に於てはほぼ東西より下るに従つて北 70 度東に變じ、東部に於ては北 45° 東を常とす。傾斜は共に北方

して開發せられ、その後或は休山し、或は小規模に開發しつゝ經營者を變じ、昭和 11 年末大日本鑛業會社の有に歸し、始めは主として東部山腹の行人坑より礦床上部の銀礦を採掘せるが、その後通洞準以下に於て、主として西部下底に入り、菱滿俺礦を主とする滿俺礦を採掘して鐵興社山形工場に送り、そのうち特に閃亜鉛礦及び方鉛礦に富む部分のみ手選によりて分離し、銀礦として秋田縣發盛製鍊所に送りつゝあり、滿俺礦はその品位概ね 38%。内外、銀礦は銀 500~800 瓦/噸、金 0.5~0.8 瓦/噸の品位を有す。

第 貳 圖

礦床成生の三階程



森礦山礦脈模式圖

1. 珪化母岩 2. 重晶石の假像に貫かるゝ菱滿俺礦、閃亜鉛礦、方鉛礦の集合
3. 白鐵礦及び硫 マンガン礦によりて黑色を呈する菱滿俺礦 4. 菱滿俺礦、閃亜鉛礦 方鉛礦の粗粒累層 5. 菱滿俺礦の同心纖維狀集合 6. 白鐵礦脈

本礦床の成生には、その構造上次の三期を區別せらる。その第一期は主として珪酸の沈澱期にして、塊狀緻密の石英の集合によつて代表せらる。この種の集合は例へば 45 米坑道西向等に於て、規則正しく礦脈の兩側を占め、直接母岩に接するのみならず、極めて屢々角礫狀に粉碎せられ、その間隙を次に述ぶべき菱滿俺礦の集合によつて膠結せらる(第參圖參照)。

第二期は主として炭酸滿俺の沈澱期にして、之に多少石英及び重晶石と共に、閃亜鉛礦、方鉛礦、黃銅礦、黃鐵礦、白鐵礦、硫滿俺礦等を伴ひ、以て本礦床の主體を成す。

第三期は主として硫化鐵の沈澱期にして、主として白鐵礦の集合より成り、前記兩者を不規則脈狀乃至網狀に貫ぬくのみならず、それらの破片を膠結して角礫狀構造を呈し、或はその間隙に向つて晶簇を成して配列

す。但し稀にはこれらの晶簇を被覆して、更に後期の菱滿俺礦を見る例あり、二次的のものと信ぜらる。

以上の關係は第貳圖によつて模式的に示さる。

珪化母岩の碎片

礦脈の兩側に縞狀を成し、或は後期の沈澱物に膠結せられて角礫狀の破片を成す第一期沈澱物は、淡蒼灰色堅硬緻密の角岩狀の塊にして、之を薄片として觀察するに、壓碎構造著しく、壓碎殘粒と認めらるゝ石英の粗粒と、その間隙を充たす石英及び絹雲母質微片の集合とより成り、石英の粗粒またほぼ平行なる多くの裂罅に貫かるゝ外、不規則格子狀に消光位を異にする部分に分れ、壓碎の途中に屬するを示す。

この状態は礦脈の上磐又は下磐に接する花崗閃綠岩の一部に類し、これまた全く角閃石、黒雲母を失ひ、長石は主として石英及び絹雲母質集合に變じ、初成石英の粗粒のみその間に殘存し、肉眼的になほ花崗岩狀構造を留むる部分も、概ね脆軟粗鬆にして、顯微鏡下に前記の珪質塊に類す。即ち前記の珪質物は、珪化母岩の一部分が更に斷層に沿ひて壓碎せられ、且つ新成石英のため珪化せられたるものと見るべく、その往々縞狀を呈するは、壓碎作用の結果に屬し、母岩との境界明なるは、斷層作用に伴ふ二次的の現象と認めらる。

淡紅色滿俺礦の主成分

前記の珪質破片を被ひ、或は之を膠結して、本礦床の最も主なる部分を成すは菱滿俺礦を主成分とする滿俺礦にして、その外觀上二種に分たる。一は普通の淡紅色のものにして、礦山當局は之を白色滿俺礦と稱しつゝあり、他は灰黑色のものにして、礦山側にて黑色滿俺礦と稱す。

淡紅色滿俺礦の主成分を成す菱滿俺礦は、多くは塊狀、同心層狀、纖維狀等に集合すれども、屢々微細なる菱面體の結晶を成し、塊狀のものもまた常に菱面體の劈開に沿ひて碎け、その一邊5耗内外に達する場合あり、何れもナイフにて容易に傷つき、1:1の冷鹽酸に溶けざれども、溫鹽酸には泡沸

して溶け、又空中に強熱すれば爆碎して、黑色の粉末となり、之を礬砂球又は曹達球中に融かせばマンガン固有の反應を呈す¹⁾。之を薄片として顯微鏡下に檢すれば、屈折率及び重屈折高く、劈開極めて完全にして、結晶のやゝ大なるものは内部一様に消光すれども、細柱狀をなして平行に並ぶものは、或る一側より他側に向つて徐々に消光位を變じ、淺熱水性石英に極めて普通なる搖焰狀構造 (flamboyant texture)¹⁾を示し、或は全く放射纖維狀の集合を成せるを示す。

且つこれらの集合は、互に累被して同心層狀、或は細かき平行綫狀の構造を呈し、腎狀或は乳房狀の表面を有する場合多し。總てこれらの構造は、比較的低温低壓の下に於ける產物として遍ねく知らるゝ所にて、現に溫泉湧出口等に於て沈澱しつゝある炭酸鹽類等に屢々見らるゝ所なり。

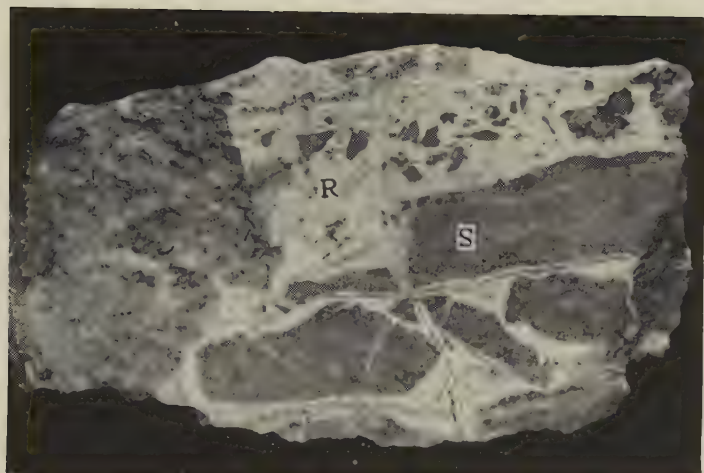
重晶石の虚假像

前記の淡紅色滿俺礦中、一の著るしき特徴は、極めて屢々薄板狀の空隙によつて貫かれ、或はそれと形を一にする石英の集合に貫かるゝことゝて、殆んど何れの標本中にもその何れかを發見せらる。この種の空隙を板狀の面に平行なる破面に就て觀察するに、概ね菱形の輪廓を有し、その稜と稜との角約 78° にして、各空隙ともその外形上重晶石の結晶中 $c(001)$ に平行に發達し、その周圍を $m(110)$ によりて境せらるゝものによく類し、且つ稀には空隙の一部に、現に重晶石を残して、これらの空隙が重晶石後の虚假像 (negative pseudomorph) なることを示すものあり。

この種の部分を薄片として顯微鏡下に檢すれば、例へば第四圖に示すが如く、周圍の菱滿俺礦は明かにこの空隙を中心として之を層狀に累被する狀を呈す。これ言ふまでもなく重晶石が先づ生じ、その表面を菱滿俺礦にて被覆せる後、重晶石の溶解し去れる結果と見るべし。しかもこの際これらの變化が如何にして生ぜるやは、礦床成生の過程を究むるに極めて興味

1) この種の結晶質集合を化學教室にて分析せるに Mn の量 45% に達し、純粹なる $MnCO_3$ の Mn 47.8% に近し。

第 參 圖



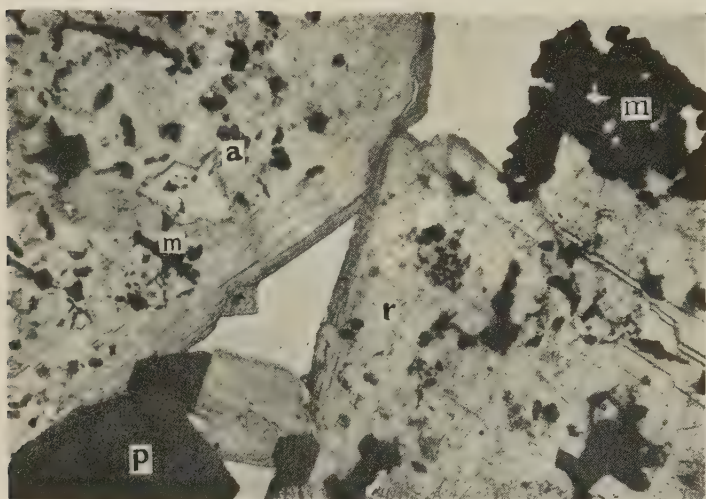
珪化母岩の破片 (S) を膠結する菱滿俺礦の集合 (R)
(實物, $\frac{3}{2}$ 倍)

第 四 圖



重晶石の虚假像 (B) を圍む菱滿俺礦 (R)
(薄片, 30 倍)

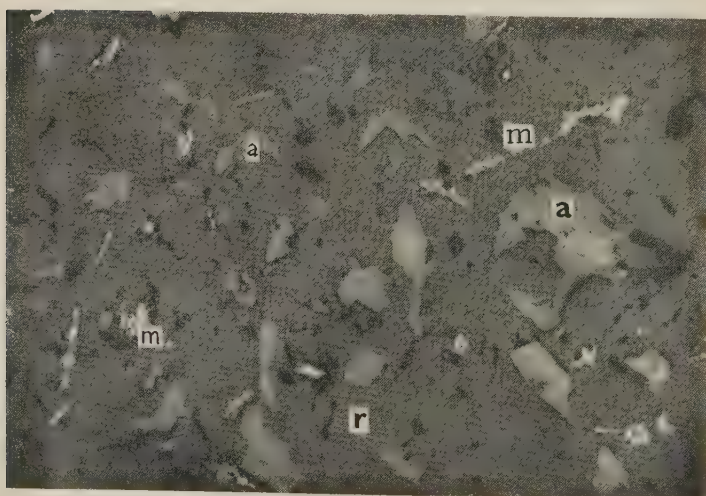
第 五 圖



黑色滿俺礦の薄片 (100 倍)

r 菱滿俺礦 p 黃鐵礦 m 白鐵礦 a 硫滿俺礦

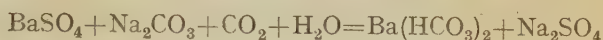
第 六 圖



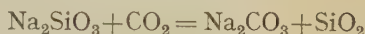
黑色滿俺礦の研磨面 (130 倍)

r 菱滿俺礦 m 白鐵礦 a 硫滿俺礦

ある問題なるべけれど、之を確かむる方法なし。但し例へば



なる反應が、 CO_2 の増減如何に左右せられ、或は右に或は左に進み得ること、既に化學的に實驗せられたる所なるを以て、この原因によつて重晶石が或は一旦沈澱し、或は再び溶解すること可能なれば、この作用は、 CO_2 の逸失による菱滿掩礦 (MnCO_3) の沈澱並に



による石英の沈澱等と併せ考ふる上に重要なべし。

葉片狀石英の一成因

時には前記の板狀空隙の内側に、菱滿掩礦の微晶を著生する場合あり、時には更にその間隙を石英の集合にて充填せらる。肉眼的に屢々板狀の石英が菱滿掩礦の集合を貫ぬく場合あるは、この種の石英の集合にして、標式的なる葉片狀石英 (lamellar quartz) の外觀を有す。

この種の石英もまた地下淺く生ぜる礦脈中に最も普通なるものとして、極めて廣く產出すれども、その大多數は方解石後の假像と信ぜられ¹⁾、且つその間隙を石英又は石英及び氷長石の集合にて充填せらる²⁾。然るに本礦石中の葉片狀石英が、重晶石後の假像にして、その間隙を菱滿掩礦にて充填せらるゝは、寧ろ珍らしき例にして、葉片狀石英の一新型なると共に、今後葉片狀石英の原礦物を究むる上に、一の資料を供給せるものと認むべし。

黑色滿掩礦の性狀

滿掩礦の他の一種たる所謂黑色滿掩礦は、肉眼的には普通の淡紅色滿掩礦と大差あれども、之を薄片として觀察すれば、その大部分は普通の菱滿掩礦にして、たゞその内部に無數の不透明の微粒を包裹するのみ。この種の

1) A. Knopf, U. S. Geol. Surv. Bull. 527, 1913; F. L. Ransome, U. S. Geol. Surv. Bull. 743, Figs. 3~4, 1923; S. F. Adams, Econ. Geol. 15, p. 644, 1920; 渡邊萬次郎, 本誌 4, p. 29, 昭和5年。

2) 筆者は嚮に北海道手稻礦山產金銀礦中石英に包まれたる重晶石の溶解による板狀虛假像を記せるも、これを石英にて充填するに至らず、また荒川銅山等にて、重晶石後の石英の虛假像は古くより知らるれども、葉狀或は板狀を呈せず。

不透明包裹物中、少くとも 3 種あり、一は立方體乃至五角十二面體の晶形明かなる黃鐵礦にして、一は多少の褐色或は綠色光線を透過する細粒にして、次項に示さるゝ硫滿俺礦なり。残りの一種は黃鐵礦に類すれども、通常細長く一方に延び、研磨面上非等方性明かなる細粒の集合より成り、光學性及び種々の試薬に對する反應により、白鐵礦と認められ、その量遙に黃鐵礦を凌ぐを常とす。

この種の黑色滿俺礦は往々不規則斑紋狀に淡紅色滿俺礦中に包まるゝ場合あれども、又屢々淡紅色滿俺礦と交互に被覆し、交互に沈澱したることを示し、少くとも後の場合には、そのうちの硫滿俺礦及び白鐵礦が、菱滿俺礦と同時に沈澱したるものと見るべし。何となれば、若しそれらの硫化物が菱滿俺礦の累層の成生の後に生ぜりとせば、それらが單に或る累層にのみ含まるゝに至れる理由を見出し難かるべし。然るに白鐵礦の多量に沈澱し得る條件¹⁾は、液が可なりに酸性なるか、溫度が 200°C 以下なるかに限られ、森礦山の場合には、同時に生ぜる菱滿俺礦の性質上、液の著るしく酸性なりしを認むる能はざるを以て、この點に於ても亦本礦の沈澱が比較的低温にて行はれたるを推定せざるべからず。

硫滿俺礦の産狀

本礦物は前記黑色滿俺礦中菱滿俺礦の包裹物としてのみ産し、常に直徑 0.05mm 以下の粒狀を成すを以て之を分離して研究すること不可能なれども、薄片に於ては幽かに褐色乃至綠色の光線を透過し、之を包圍する菱滿俺礦に影響せられざる限り、直交ニコル下に常に暗黒なり。また礦石の研磨面上反射顯微鏡下に檢するに、灰白色にして等方性を示し、閃亜鉛礦によく類すれども、針にて容易に傷つき、且つ之に 1:1 の硝酸或は鹽酸を滴下せば、激しく泡沸して夫に溶け、洗滌の後拭へば全く光澤を失なつて寢味を生ず。その他の水溶液例へば KCN 20% 液、KOH 飽和液、 FeCl_3 20% 液、

1) E. T. Allen, J. L. Crenshaw, J. Johnston, E. S. Larsen, Am. J. Sci., Vol. 33, (1912), 168.

HgCl_2 飽和液の何れにも腐蝕せられず、以上總ての性質に於て Farnham¹⁾ の記せる硫滿俺礦によく一致す。之に豊富なる礦石を稀鹽酸中に暖むれば、白鐵礦はそのまゝ殘存するに拘らず、本礦物は菱滿俺礦と共に泡沸して溶け、硫化水素の著るしき臭氣を發す。これまた硫滿俺礦の存在を示す一の指示作用と認めらる。

硫滿俺礦また低溫に於て生じ得ることは、Baubigny 氏の實驗²⁾により明かにして、氏は滿俺鹽に微量の錯酸アンモニヤ及び醋酸を加へたる水溶液に硫化水素を通じて密閉管内に常溫にて放置し、數年の後 0.5 耗程の直徑を有する硫滿俺礦の正八面體の結晶を得たり。

この礦物は米國西部、メキシコ、トランシルヴァニア等、第三紀火山活動に伴ふ礦床地帯に比較的廣く産し、殆んど常に菱滿俺礦、閃亜鉛礦、方鉛礦、黃鐵礦等と共に産し、³⁾ この外屢々薔薇輝石 (rhodonite) をも伴ひ、かゝる場合に硫滿俺礦は通常薔薇輝石の一部を交代し、更に菱滿俺礦に貫ぬかる。

我國に於ても、硫滿俺礦 (alabandite) の存在は、大正五年既に秋田縣仙北郡西明寺村大石礦山⁴⁾ に就て記載せられ、近年更に北海道八雲礦山⁵⁾ より發見せられたるも、他に多くの文献を見ず。これらのうち大石礦山のものは菱滿俺礦と共に、八雲礦山産のものはその外閃亜鉛礦及び方鉛礦と共に礦脈を成し、その産狀に於て森礦山のものとよく類す。今後恐らく類似の第三紀礦脈中に、この礦物の發見せらるゝ可能性大なるべし。

本礦床産銀礦の特性

以上は主として本礦山産滿俺礦の記載なるが、それらのうちには往々多量の閃亜鉛礦及び方鉛礦を作なふ部分あり、かゝる場合は通常多量の銀を

1) C. M. Farnham, *Determ. Opaque Min.* 1931, p. 22; M. N. Short, *Micro. Determ. Ore. Min.* 1931, p. 74.

2) C. Doelters *Handbuch d. Mineral Chemie*, IV, I, p. 484, 1926.

3) D. F. Hewett, O. N. Rove, *Econ. Geol.* Vol. 25, pp. 36~56, 1930.

4) 和田維四郎著、神保、瀧本、福地三氏増訂日本礦物誌、大正5年版、53頁

5) 吉村豐文、地質學雜誌第44卷、561~562頁、昭和12年。

含有するを以て、銀礦として利用せられ、含銀概ね 500~800 瓦/噸 に達すれども、金は甚だ少くして、1 瓦/噸 に達する場合すら稀なり。かくの如きは例へば秋田縣院内鑛山等の如く、石英に乏しく、菱滿俺礦を主とする金銀礦中往々見らるゝ所にして、低溫性金銀礦中の一の特徴ある型式と稱すべし。

白鐵礦の沈澱

白鐵礦の一部は黑色滿俺礦中の不純物としても産すれど、その大部分は滿俺礦中を網狀或は脈狀に貫ぬき、或はその破碎せる部分を輪礦狀に被覆して、屢々白形の晶簇を成し、又は全くそれらの間隙を充填して、角礫狀礦石の膠結物を成せり。このうち脈狀の部分はその兩壁に直角なる柱狀の集合より成り、晶簇を成すものは、板狀或は斜方重錐狀を呈し、各錐面上無數の平行階段を示し、(111) と $(1\bar{1}\bar{1})$ との交互の發達によるものと認めらる。研磨面上何れも非等方性顯著にして、黃鐵礦と容易に區別せらる。

要約及び結語

以上の要點を摘記すれば次の如し。

1. 森礦山は花崗閃綠岩中を貫ぬく菱滿俺礦脈中、多少の石英及び重晶石と共に、閃亞鉛礦、方鉛礦、黃銅礦、黃鐵礦、白鐵礦、硫滿俺礦を伴ひ、閃亞鉛礦及び方鉛礦に富む部分は、銀礦として採掘せられ、然らざる部分は滿俺礦として利用せらる。

2. 銀礦は主として菱滿俺礦、閃亞鉛礦、方鉛礦の集合にして、金に極めて乏しきを常とす。

3. 滿俺礦に二種類あり、一は白色滿俺礦と稱せられ、主として菱滿俺礦より成り、他は外觀上黑色滿俺礦と云はれ、菱滿俺礦中多量の白鐵礦及び硫滿俺礦の微粒を含む。

4. 本礦床の成生は母岩を貫ぬく斷層に沿ひ、烈しき珪化作用を以て開始せらる。

5. この珪化帶に沿ひて更に地盤の運動あり、一部角礫化したる後、更に

礦液の上昇により、多量の菱滿俺礦と共に、多少の石英、重晶石、閃亜鉛礦、方鉛礦、黃銅礦、黃鐵礦、白鐵礦、硫滿俺礦等を沈澱し、それらは概ね交互に累被し、種々の外觀の縞を造れり。

6. 重晶石は概ね板狀に結晶し、菱滿俺礦及びその他の礦物に被覆せられたる後、再び溶失してその薄板狀虛假像を残し、或は更に石英の集合に充填せられて、その葉片狀假像と化せり。

7. 前記の沈澱物の一部は更にその後碎裂せられ、その間隙に沿ひて多量の白鐵礦を沈澱せり。

8. 第二期及び第三期を通じ、硫化鐵の大部が白鐵礦として沈澱すること、全期を通じて角礫構造、晶洞構造、細かき累被構造等顯著なる上、石英は概ね羽毛狀消光を示し、菱滿俺礦にも搖焰狀構造著るしき場合多し。従つて、本礦床は主として花崗閃綠岩中を貫ぬくに拘らず、地下淺く比較的低温低壓の下に生ぜる淺熱水性礦床 (epithermal deposit) と認むべく、その母岩たる花崗閃綠岩とは成因的に關係なく、恐らく第三紀後半に入り、この地方一帯に行はれたる火山活動に伴なつて生ぜるものと認むべし。

~~~~~  
本研究に要せる費用の一部分は、日本學術振興會第二 (金屬礦床研究) 小委員會より委員の一人たる筆者に配當せられたるものに屬す。

本研究の資料採集並にその産狀調査に當り、森鑛山職員特に大内長太郎氏は種々の便宜を與へられ、又川井景吉氏は、黑色滿俺礦を始めて筆者に恵與せられ、本研究の機因を與へられたり。ここに謹んで謝意を表す。

## 餘 論

凡そ東北地方に於ける第三紀金銀礦脈中、石英及び水長石に富むものは、概して金の品位高く (例、高玉) 方解石又は菱滿俺礦に富むものは (例、院内) 金に乏しく銀に富むを通則とす。本礦床の如きはその極端なる種類に屬し、銀は往々數百 瓦/噸 に達するに拘らず、かゝる場合も金は 1 瓦/噸 以下に過ぎず、礦石の大部は却つて滿俺礦として利用せらる。

~~~~~

會 報 及 雜 報

庶務主任交代 本會庶務主任として長く御盡力を賜はりたる瀬戸國勝君は今般盛岡高等工業學校教授に榮轉のためその任を解かれ、渡邊新六君新たに會長の依頼によつてその任に就かれたり。

瀬戸國勝君榮轉 前後約廿箇年の久しきに亘り、東北帝大岩石教室に於て岩石礦物等の主として化學的研究に従事せられたる同君は、先般石原富松本會顧問の新設盛岡高等工業學校校長就任に際し、特に選ばれて同校生徒主事兼教授に榮轉せられ、採礦、冶金兩學科に於ける岩石、礦物、礦床學の教授に當らるゝと共に、青年學徒指導の重任に就かせらる。吾人は同君の本會並に斯學に對する從來の御功績を思ひ、その地理的離別を惜みつも、同君による斯學今後の擴大を喜び、新進有爲の同學の士が一人にても多く同君によつて養成せられ、國家並に學術の爲め寄與せられむことを切望する(編輯同人)。

萬國地質學會第 18 回總會 1940 年 8 月 8 日英國ロンドン南ケンシントンの同國地質調査所兼博物館にて開催の同會は、組織委員會名譽會長 W. Bragg, 同會長 T.H. Holland 兩氏の下に着々準備進行中なり。主な議題は

1. 變質作用に於ける交代作用
2. 堆積作用の週期的變化
3. 鐵礦床の地質
4. 石油の地質
5. 海洋底の地質
6. 鮮新更新二世の境界
7. 動物及植物相と果帶的同定
8. 地球の運動と生物の進化
9. 應用地球物理學の地質的成果
10. 鉛礦及亜鉛礦の地質と共生

にして、特に最後の問題に就て總合的討議出版の計劃あり、又會議の前後には、英國各地に見學旅行を行ふ豫定なり。

抄 錄

礦物學及結晶學

5929. 長石の分解に関する研究 von Engelhardt, W.

加里長石 90%, 曹達長石 10% よりなる透明なるスキス産氷長石を $3 \sim 10 \mu$ 乃至 $< \mu$ の粒に碎き ultrafilter に入れ之に pH, O, 3, 6, 7, 11 の各種の溶液を作用せしめ其分解物を含む溶液を分析し長石の分解を研究せり。最も重要な結果は長石がコロイド部分に分解せず、イオン又はイオン狀の komplex を作りて ultrafilter を透過する事實なり。各イオンの溶解速度は pH に依り變化し、pH が 6~7 なる時最小なり。又 K_2O は最も速かに分解し運去られ、 Al_2O_3 と SiO_2 のみよりなる殘滓を残すも、之がカオリン、モンモリロナイトの如き組成を示さず又長石の假像も生ぜざるは注目すべき事なり。分解速度は最初大なれど次第に減少し、遂に一定となる。之は殘滓によりて長石の周圍に厚さ $0.03 \sim 0.1 \mu$ の膜が形成さるる爲にして、この膜を透過するイオンの擴散速度は K-イオンについて、 $10^{-14} \text{ cm}^2/\text{日}$ の程度なり。(Forts. Min. Krist. Petro. 23, 120~123, 1939) [八木健]

5930. X-線に依る礦物決定の資料 I. Mehmél, M.

過去 26 年間に驚く可き進歩をなせる X 線による礦物決定に資するデータ

ーを蒐集せり。最初に X 線方法を決定の補助手段とするか、唯一の主要手段とするかにより、Laue 寫眞、粉末寫眞、廻轉寫眞のいづれを用ふ可きかと定め、各につき 2, 3 の注意を與へたり。次に Klockmann-Ramdohr の分類に従つて礦物を分ち、その全てにつき、格子恒數、空間群、軸率、硬度、對稱、網面、距離、粉末寫眞に於ける強度等を表示し、終りに文獻を加へたり。本第 1 報に於ては石英、長石、輝石、角閃石、雲母等 17 種の礦物に関するデータを擧げたり。

(Forts. Min. Krist. Petro. 23, 91~118, 1939) [八木健]

5931. Stellerite 及び epididymite と stilbite との関係 Pabst, A.

筆者は California, San Diego, Oceanside より安山岩の割目中に集合體をなして産する stellerite 類似の礦物を光學的、化學的及び X 線的に研究せり。先づ上記三礦物間の性質を詳細に論じて類似の關係あるを示せり。本礦物の屈折率は $\alpha=1.486$, $\beta=1.494$, $\gamma=1.496$ にして、光學性は二軸性負、光軸角は 48° なり。分析結果は次の如し。 $SiO_2=58.48\%$, $Al_2O_3=14.76$, $Fe_2O_3=0.48$, $MgO=0.32$, $CaO=7.68$, $K_2O=0.29$, $Na_2O=1.02$, $H_2O^+=12.30$, $H_2O^-=4.43$, 計 = 99.76。之より Sekanina 及び Wyart に依る stilbite の化學式 $Na_x Ca_{2+y} Al_{4+x+2y} Si_{14-x-2y} O_{36} \cdot 14 H_2O$ に依りて x 及び y を求むるに夫々 $x=0.56$, $y=-0.05$ となり、 $x < 1$, $-0.15 < y < 0.30$ を満足す。更に本礦物の Laue 寫眞の結

[果をも加味して、本礦物を stellerite 狀 stilbite とせり。(Min. Mag, 25, 271~276, 1939)〔渡邊新, 大森〕

5932, Artinite の結晶系と格子恒數

Heritsch, H., Machatschki, F.

Artinite $\text{Mg}_2(\text{OH})_2 \cdot \text{CO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ の結晶は從來單斜晶系又は斜方晶系に屬するものとせられたり。筆者等は本礦物を X 線的に研究し、單位格子恒數 $a_0=8.33\text{A}$, $b_0=3.14\text{A}$, $c_0=6.20\text{A}$, $\beta=99^\circ 45'$ なる單斜晶系に屬するものにして、單位格子中に上記一分子を含有す。空間群は恐らく C_s^1 なるものの如し。(Zent, Min. Geol, 1939, 65~69)〔大森〕

5933, Colorado 州, Golden 附近に於ける金線玉の産出

Waldschmidt, W. A., Gaines, R. V.

Colorado 州 Golden より約 10 哩離れたる Drew Hill 附近に發達せる花崗岩ベグマタイト岩脈中より、金線玉を産出せり。本礦物は正長石、白雲母及び電氣石を含有する粗粒花崗岩ベグマタイトと主として塊狀正長石及びパーサイトより成る部分との境に、この接觸部に沿ひて石英及び白雲母の集合體に伴ひて産出す。比重は 3.648 にして、化學分析の結果は次の如し。 $\text{BeO}=19.15\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3=76.34$, $\text{FeO}=3.60$, $\text{TiO}_2=0.55$, $\text{SiO}_2=\text{tr}$. $\text{Mn}=\text{tr}$. 灼熱減量 $=0.30$, 計 99.94。(Am. Min. 24, 267~271, 1939)〔大森〕

5934, 灰十字石の結晶學的研究

Wyart, J.; Chatelain, P.

濠洲 Richmond 産灰十字石 (christianite) を X 線的に研究し、この單位格子

は斜方晶系に極めて近き事を知りたり。格子恒數は $a_0=10.00\text{A}$, $b_0=14.25\text{A}$, $c_0=8.62\text{A}$ にして、 $d_{(010)}=7.12\pm 0.03\text{A}$, $d_{(100)}=8.12\pm 0.03\text{A}$ なり。之より軸率として $a:b:c=0.702:1:0.605$; $\beta=54^\circ 20'$ を得。空間群は C_{2h}^2 又は C_2^2 の何れかなり。單位格子の容積、比重 2.204 及び 14 個の分析結果より、格子中に於ける種々の原子數を決定せり。この結果灰十字石の化學成分は

$\text{K}_x\text{Ca}_y\text{Al}_{x+2y}\text{Si}_{16-x-2y}\text{O}_{32} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
 ことに $x < 3.51 < y < 2.5$ 及び $4.5 < x + 2y < 7$ なり。更に stilbite 及び harmotom と比較せり。stilbite は harmotom 及び灰十字石と相違すれども heulandite とは類似す。之れに反して灰十字石は harmotom ($a_0=9.80\text{A}$, $b_0=14.10\text{A}$, $c_0=8.66\text{A}$; $\beta=55^\circ 10'$) と極めて類似す。(Bull. soc. franç. min. 61, 121~126, 1938)〔大森〕

岩石學及火山學

5935, Colorado 州 South Park の方沸石輝綠岩

Jahns, R. H.

本岩は白堊紀石灰岩中を貫ぬく岩床及び岩脈を成し、第三紀始新世の遡入にかゝる。各岩塊は主として暗灰色輝綠岩より成れど、それと恐らく同源に屬し、且つその凝結終了前にその中に遡入せる閃長岩を伴ひ、全體として

- (1) チタン輝石→輝石→エデル輝石
- (2) 曹灰長石→灰長石→曹微斜長石→曹達正長石→方沸石
- (3) 苦土質橄欖石→鐵質橄欖石→チタ

ン鐵礦, 磁鐵礦→角閃石, 黑雲母→
磁鐵礦

なる 3 系の反應順序によつて凝結し, 方沸石は, 黒雲母及び輝石類と共に自形の共生を成すことにより其火成因を示せど, また屢それらの間隙を充たし, 或は正長石を交代し, 水に豊富なるアルカリ性殘棄の産物と考へらる (Proc. Geol. Soc. Am., 1937, 243~244, 1938) [渡邊萬]

5936, Steamboat, Spring の更新世岩栓 Burgess J. A.

ネバダ州レノ市の南方 10 哩の Steamboat Hills 中に流紋岩の岩栓 (plug) あり, 先白堊紀片岩及び第三紀安山岩を貫ぬき, その頂上には片岩, 安山岩及び少量の流紋岩片に囲まれたる摺鉢形の窪みあり, その風化及び侵蝕の跡なき點に於て, 極めて近代のものと認められ, 恐らく附近の玄武岩質熔岩と同期なるべし。 (Proc. Geol. Soc. Am., 1937, 235~236, 1938) [渡邊萬]

5937, Cape Neddick の multiple 岩脈 Haff, J. C.

Cape Neddick は York 州 Maine の南西海岸に位置し, Kittery 珪岩は Cape の殆んど全周縁に露出し, 構造的に複雑なる多數の multiple 岩脈を介在せり。本地域の珪岩は Na-花崗岩及び斑靨岩に依り進入せられ, 各進入岩は同血縁の岩脈を有すれども, 互ひに multiple relation にあるものなし。multiple 岩脈の大部分は走向略北西, 殆んど垂直にして平行關係の特徴を有せり。此等岩脈の特徴を決定するため構造及び岩石共存の

兩者が研究せられ, 著者の述べる “braiding”, “intasectate”, “extrasectate” の combination は典型的なる事見出されたり。珪岩中の岩脈には橄欖石玄武岩より輝綠岩の諸種中間體, 普通輝石優黑岩, 普通輝石安山岩, 閃綠岩及び石英閃綠岩斑岩, 石英粉岩, 文象斑岩, bostonite 及び aplite 等なり。更に paisanite 岩, monchiquite 及びリーベツク花崗岩漿に關係する曹達質の岩脈等あり。數に於ても亦量に於ても基性岩が壓例的多量にして, multiple complex の大部分も基性のものなり。平行作用, 破碎, 斷層及び接觸變質等に依る複雑性のため, multiple complex 中の各個岩脈を明瞭な進入時期に分離する事不可能なるも, 本地域を一單位として考ふれば最初の岩脈は著しく基性のものにして, 之に次ぎ酸性, 基性兩者を有する岩脈にして granophyre, bostonite 及び現 multiple の關係にあるより鹽基性のものなり。その後更に基性岩脈が進入せるも multiple 岩脈を構成せず。 (Bull. Geol. Soc. Am., 50, 465~514, 1939) [河野]

5938, Montana 州 Highwood Mountains の火成岩 Part I. 餅盤 Hurlburt, C. S.

Highwood Mountains の東部より北東部に亘る九つの餅盤につき記載せり。一つの例外を除き此等は上部白堊紀の Eagle 砂岩中に進入せるものなり。各餅盤の岩石は同様な礦物組合せを有し, 主なる差異は礦物の量的變化なり。唯一つの主要例外は Square Butte の頂上にあ

る角閃石-sodalite 閃長岩なり。四つの餅盤にては閃長岩の水平帯が存在し、その下部に shonkinite の厚層、上部にその薄層が存在す。三つの他の餅盤にては shonkinite の上部に閃長岩が存在し上部接觸部は浸蝕作用を受く。數個の餅盤にては下部 shonkinite を通じ上部に行くに従ひ比重の増加が觀察せらる。Shonkin Sag laccolith に於ても同様な事實が觀察せられ、上部 shonkinite を通じ下部に行くに従ひ比重の減少を示せり。野外及び研究室の觀察により總べての餅盤は現位置に於ける岩漿分化的説にて説明せらる。本説は冷却しつつある岩體中に於ける、少量の白榴石の上昇を伴ふ重礦物の沈降に基因す。(Bull. Geol. Soc. Am., 50, 1043~1112, 1939) [河野]

5939, 南カルフォルニヤ Val Verde の Tonalite の岩石學 Osborn, E. F.

Val Verde tonalite の micrometric analyses を進入體の外部より内部に至り 5 哩の線に沿ひ採集せる資料につき行ひたり。礦物成分の變化と放射能性を決定するためなり。進入體の周縁部は中心部より曹達質にして且つ放射能性の高き事見出されたり。この事實は石英-黑雲母片岩の同化作用の爲と考へらる。母片岩と tonalite との petrofabric 分析の結果次の事を示せり。

片岩は水平軸に沿ひ礦物粒の廻轉に依り最初に變形され tonalite の進入の間に片麻狀構造が接觸面に平行に發達せり。tonalite 中の礦物の光學方位は岩漿流動と固結後の變形作用の混合に依

るものと信ぜらる。(Bull. Geol. Soc. Am., 50, 921~950, 1939) [河野]

5940, Cornwall, Dinas Head の adinoles. Agrell, S. O.

1894(5) 年に Howard Fox 氏は本地域の greenstone と頁岩との間に曹長石に富める岩石の發達せるを最初に認め本岩を adinole と決定せり。彼は曹長石の特異なる球狀構造の發達せるは一見火成岩の感を與ふるも此等岩石に微細なる帶狀構造の認めらるゝため此等諸岩石は變質水成岩なりと結論せり。本結論はその後 McMahon 及び Hutchings に依り支持され、他の greenstone-slate 接觸に比し adinole の發達の著しく厚きを指適せり。最近の研究に於ては Dewey の研究があり、彼は頁岩中に greenstone が進入して變質作用を生じ、紫色及び赤色頁岩は spots を生ずるも adinoles を生ぜず、綠色頁岩は spots は發達せるもその量少く、灰色及び黑色頁岩は spots を生ぜざるも adinol の發達著し、即ち Fe_2O_3 の少き頁岩は adinole に變じ、 Fe_2O_3 に富める頁岩は spotted 頁岩に變ず。彼は進入物質は磁鐵礦を有する曹長石に富める液として加入され、此等液體は曹長石粗粒玄武岩として進入せるものより誘導せられたるものにして尙此等進入物質が一般に $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO}=3:1$ より大なる場合頁岩との接觸部に adinole を生ずと述べたり。

本研究は adinolization をより精密に化學的に研究せるものにして、Dinas Head に於ける adinol の異常なる厚さ

の發達の理由を發見するにあり。(Min. Mag. 25, 305~337, 1939) [河野]

5941, 岩石中のラヂウム (V) Finland の花崗岩の Ra-含有量 Piggot, C. S.

Finland の先カムブリア紀花崗岩は世界最古の岩石に屬し, Sederholm により 4 型に分たれたり。即ち I 型最古の post-Svionian 花崗岩, II 型 Younger Arch-ean, Post-Bothnian 花崗岩, III 型 post-Jatulian 花崗岩, IV 型 Rapakivi 花崗岩の 4 者なり。著者はこの 4 型につき Ra-含有量の測定を行ひ次の結果を得たり。

I 型 0.63~1.23

II 型 0.91~5.51 (單位は $\text{gr} \times 10^{-12} \text{Ra per gram rock}$)

III 型 0.43~3.14

IV 型 0.92~2.74

(Am. J. Sci. 35, A, 227~229, 1938)

[八木健]

5942, Finland の花崗岩の Ra-量と岩石との關係 Barth, Tom. F. W.

前報文に於て Piggot により測定せられたる Finland の各型の花崗岩の Ra-量と岩石學的特徴との關係を論ず。Holmes, Urry に依れば Ra-量は岩石の K_2O に略比例して増加する由なれど本花崗岩類にてはかゝる簡單なる關係は存せず。之に反し, Ra は黒雲母に比例して増加し, 各型花崗岩に於て夫々特徴ある直線的關係を示せり。然るに Ra と角閃石又は Ra と FeO 量の間には上述の如き關係判然たらず。即ち花崗岩中の Ra は大部分黒雲母中に集中するを知る。IV 型花崗岩が I 型よりも多量に Ra を含有すれどその原因は現在の所, 偶然なるや, 地質

時代, 成因の差によるものなるや判明せず。(Am. Journ. Sci. 35, A. 231 ~ 245, 1938) [八木健]

5943, 伊豆達磨火山に就いて 久野久。

伊豆半島西北部に位する達磨火山はハワイ式楯狀火山に屬し頂上には西方に開く解析火口を有す。本火山の生成は主として熔岩の流出のみに依り, 爆裂活動は存せざりしが如し。構成熔岩は各層を通じて大なる變化なく, 大部分紫蘇輝石-普通輝石-安山岩なれど後期に及び少量の普通輝石橄欖石-玄武岩質安山岩及び橄欖石玄武岩の噴出を見る。殆ど熔岩のみよりなり火山拋出物の乏しき事, 熔岩に塊狀熔岩の多き事等は著しき特徴にして, 又石基に紫蘇輝石及び普通輝石を有するものの大多數なる點に於てピデヨン輝石を石基輝石とする伊豆東海岸の安山岩と異なれり。その生成時代は下部洪積期乃至稍古期に屬するならん。(Bull. Earthq. Res. Inst. 16, 1938) [八木健]

金屬礦床學

5944, 愛媛縣大峯礦床の形態に就て堀越義一。

大峯礦床は層狀含銅硫化鐵礦床にして, 結晶片岩系中の綠色變成岩中に胚胎し, 礦床は母岩と略々整合的層狀をなす。母岩は綠色變成岩 (角閃石又は輝石を有する輝綠岩質岩石)にして, 此附近の礦床に屢々伴へる赤鐵片岩又は紅簾片岩及び石墨片岩等は礦床に接しては見られず。礦床は比較的小なる層狀礦床の多數の集合より成りて一見複雑なる形態を示せ

り。著者はこの礦體の各が比較的規則正しく配列せらるゝことに留意し、之等各礦體の相互關係及び斯かる形態の原因に就きて詳述せらる。(地質 46, 193~195, 昭 14)[中野]

5945, Cu-Bi-S 系の研究 Goudin, A. M., Dicke, G.

Cu 及び S と, As, Bi, Sb との化合物に關する合成的研究の第二報なり。即ちこれらの混合物を鐵製 bomb に容れて Pb-Sn 融體中にて加熱の後水を注ぎて急冷し、その産物を研磨して CrO_3 の硫酸及び鹽酸溶液にて腐蝕研究の結果次の 4 種の化合物を得たり。

Phase A. $\text{CuS} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$ cuprobismutite

Phase B. $3\text{CuS} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$ klaprothlite

Phase C. $3\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$ wittichenite (α)

Phase M. " " (β)

但しこのうち A, B, C の三種は餘分の硫黃の存在の下にのみ生じ、然らざる場合は Bi_2S_3 と Cu_2S との間に phase M を生ずるのみ。且このうちの A は 600°C 以下に於て、 Bi_2S_3 と殘融體との反應にて、C は 500°C 以下にて CuS と殘融體との反應にて生ずるのみにて、共に融點を有せず、B は 400°C 以下にて A 即ち $\text{CuS} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$ と CuS との反應によりて生ず。

從來この種の化合物中天然に於て知られたるは

emlectite $\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$ 又は CuBiS_2

klaprothlite $3\text{Cu}_2\text{S} \cdot 2\text{Bi}_2\text{S}_3$ 又は $\text{Cu}_6\text{Bi}_4\text{S}_9$

wittichenite $3\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$ 又は Cu_3BiS_2

の三種にて、cuprobismutite Dana-Ford には否定せられ、Schneiderhöhn-Ramdohr には $3\text{Cu}_2\text{S} \cdot 4\text{Bi}_2\text{S}_3$ として存在を認められたるが、本研究にては emlectite に相當するものを得ず、却て $\text{CuS} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$ と認めらるゝ cuprobismutite を得、之に餘分の Cu を含む固溶體の存すること、 $\text{Cu}:\text{Bi}=3:2$ なる化合物は硫黃の餘分の存在に於てのみ生ずるを以て、 $3\text{Cu}_2\text{S} \cdot 2\text{Bi}_2\text{S}_3$ と認めずに $3\text{CuS} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$ と認むべきこと、 $3\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$ に phase C 及び M にて代表せらるる兩種あること等明かにせられ、またその反射顯微鏡下に於ける區別の要點は次の如し。

	A	B	C	M
	cuprobismutite	klaprothlite	wittichenite	
色	灰白	淡紅白	灰白	灰白
非等方性	強	強	微弱	強
CrO_3 - H_2SO_4 液反應 (1分後)	ク リ ム	淡褐	橙-紫	淡褐
(5分後)	淡青	紫青	高度色	高度色
(Econ. Geol. 34, 214~232, 1939) [渡邊萬]				

5946, Lupa Goldfield の地質礦床 Gallagher, D.

Lupa Goldfield は東アフリカの南西 Tanganyika にありて、本地域を構成する岩石は殆ど火成岩にして、而かも其中の二三を除けば大部分のものは深成岩より成る。金は石英脈中に胚胎し、この石英脈は deep zone type のものにして殆

ど石英のみより成り、僅かに他の附随礦物として綠泥石、絹雲母、方解石、電氣石、黃鐵礦、黃銅礦、方鉛礦、輝水鉛礦と自然金を認む。礦脈を構成する石英の種類甚だ多く、whitebull-quartz, glassy quartz, porcelain-like quartz, smoky quartz, blue quartz, red cryptocrystalline quartz 等あり。金は普通肉眼にては識別し得ざるも時には肉眼的のものもありて、その大なるものは稀には 100 オンス以上の nugget を産することあり。礦床は Pre--cambrian 又は paleozoic 時代に成生したるものと考へられ、本地域に多數發達せる alaskite の貫入と最も密接なる關係を有するものと考へらる。(Econ. Geol., 34, 243~267, 1939) [中野]

5947, Nevada 州 Humboldt Range の北部の地質及び成礦作用 Cameron, E. N.

本地域の最古の岩石は下部三疊紀の煌斑岩にして之は根源は粗面岩、橄欖玄武岩の壓碎作用及び熱水變化によりて生ず。煌斑岩の上部には變質流紋岩ありて Star Peak Range の南方に分布す、この Star Peak Range の侏羅～白堊紀の貫入順序は輝綠岩、斑輝岩、斑輝岩質斑岩及び閃長岩なり。本地域の主礦床は銀、金、アンチモン礦床にして裂罅脈、層狀脈、流紋岩、花崗斑岩、Star Peak 層中に見らる。又礦物成分上、構造上、石理上本地域の hypogene deposit は密接なる關係ありて、中庸の溫度及び壓力の下にて成礦作用の單一なる時期中に明かに形成さる。更に侏羅～白堊紀の岩漿が明に成

礦溶液の根源と考へらる。(Bull. G. S. Am. 50, 563~634, 1939) [瀬戸]

石油礦床學

5948, 礦油の沃度價 H. Grosse-Oettinghaus.

揮發油及石油(前者より重質のもの)の沃度價測定による判別の可能性を確めんが爲め、各種の沃度價測定法の比較試験を行ひたる結果、Hanus 法は揮發油の低乃至中位の沃度價測定に適し、高位の場合には近似數を得るに留まり、Kaufmann 及び Wijs 法は常に ~~上~~ 法よりも高き價を示し、殊に石油の場合不適當なるを知るに至れり。カウフマン氏法によれば揮發油の場合 CCl_4 を使用し 728 時間を要し、石油の場合には 30 分間の處理後に現はるゝ沃度價が近似的なり。Margo の簡易法は常に低位に過ぎまた石油の場合には適當なる溶剤なし。著者は新しき沃度價測定法として CH_3OH と ClI との混液に Cl_2Ca を飽和せる鹽素沃度價法を提唱す。(Zeit. Petrol. 7, 112~114, 1939) [高橋]

5949, 北樺太の石油 Anonym.

北樺太に於けるソ國系のサハリン・ネ

年次	北樺太石油	サハリンネフト
1933	204.000 tons	141.175 tons
1934	186.230	190.400
1935	150.700	250.300
1936	185.900	307.800
1937	215.000	345.600

フトと北樺太石油會社の開發狀況を述

べ、サハリン・ネフトの 1928 年の産額が日本系のその 1/6 に過ぎざりしものが近年遙かに之を凌駕するに至れる所以を論ず。(Zeit. Petrol. 3, 42, 1939) [高橋]

5950, 天然乾餾による石油 Heim Arnold.

中部スマトラ島及びニュー・カレドニア島に於ける石油の浸出露頭の周到なる調査の結果、进入火山岩による天然乾餾作用の産物たるの結論に達したり。中部スマトラのユーカン河畔の露頭は始新期の石炭層及びトルパニット(オイル・シエール)に由来し、ニュー・カレドニアの蛇紋岩裂罅を充すものは地下の深部に存する白堊紀炭質頁岩に由来するものと思爲せらる。(Intern. XVII Geol. Cong., Abst. 6, 1937) [高橋]

5951, ルーマニア油田の石藻化石 Ilie, M. D.

Lithothammium ramossissimum Reuss なる石藻化石は本邦油田にも屢々發見され中新期を示すものと稱せらるゝが、上記の Glodul 地方にも發見され、ロタリヤ、ピロクリナ、トリロクリナ、キュンキユロクリナ及びグロビゲリナ等の有孔蟲、海膽、貝殻と伴ひ、石英安山岩質凝灰岩層に關係あり、トルトニヤ期の海侵による生成を示し、時代決定の基準たるものなりと云ふ。(Compt. Rend. des Siances, Inst. Géol. Roumanie 40-47, 1938) [高橋]

窯業原料礦物

5952, ベントナイトの酸, アルカリ處

理 (II) 内田宗義。

山形産黄色ベントナイト精土を 6N 鹽酸及び 1N 苛性ソーダ溶液を以て交互に、且累次に加熱處理し、該處理に伴ふ成分の溶出割合よりベントナイトの酸、アルカリに対する溶解の機構を推論せり。但し試料粘土はモンモリロナイトのみより成り、他の成分を含有せざるものなり。酸又はアルカリ處理に依る各成分の溶出割合は試料粘土の膨潤の程度に無關係なり。試料粘土の溶解量は酸及びアルカリの一對の處理回数に正比例し、處理毎に同様なる状態が回歸す。試料粘土の溶解は層を逐ひて表層より内層に及び、不溶粒子の表層は酸處理に依りては珪酸過剰、アルカリ處理に依りては礬土(及び鹽基)過剰となりて残り、この過剰割合は處理酸又はアルカリの濃度の増大と共に一層顯著となるものの如し。(工業化學 42, 303~305, 昭 14) [大森]

5953, 耐火物原料に關する研究 (I)

青武雄。

蠟石質粘土の工業的靜的研究の第一報にして、ディアスポール質蠟石 5 種、パイロファイライト或はカオリナイト質蠟石 4 種の礦物組成を決定し、その工業的價值に關する系統的研究を行ひ、大要次の如き結果を得たり。耐火物用蠟石をディアスポール質、カオリナイト質及びパイロファイライト質の三種に區別し、夫々の造岩礦物及び附隨礦物を明瞭に區別、鑑定せり。耐火物原料の價值に關する一考察として良質蠟石はディアスポール及び少量のカオリナイト混合物、中質はカオリ

ナイト及びパイロフィライト混合物, 第三種はパイロフィライト及び附隨礦物混合物の三種に區別せり。(窯業協會誌 47, 351~355, 昭和 14 年)[大森]

5954, マグネシア・スピネルに就て 鈴木信一。

滿洲國大石橋青山坵及び牛心山菱苦土礦, 純アルミナ, 三石眼玉石, 長野縣産ダイアスポアを原料とし, $MgO-Al_2O_3$ 系の耐火試験並にスピネル素地の製造を行ひ, スピネルの諸性質を検べ併せてスピネルの生成量に及ぼせる添加物の影響を比較せり。(窯協誌, 47, 302~309, 1939)[竹内]

石 炭

5955, 過マンガン酸カリに依る石炭の酸化 Francis, W.

過マンガン酸カリに依る酸化速度恒数を以つて各種石炭の比較を行ひたるは Kreulen 及び著者なり。前者は酸化剤として酸性過マンガン酸カリを用ひ, 揮發分の相違を以て分類せる異なる炭化度の各石炭に對し反應速度及び分解割合を測定し, 此等の間に一定の關係を求めたり。著者はアルカリ性過マンガン酸カリが酸性のものに比し殆んど 2 分の 1 以下の量にて, 強力に而も合理的に作用するに着目し, 之を酸化剤として研究を行へり。其第一として酸素量對可溶性酸化生成物の量の比は總ての石炭に就て 1.5 なるを知れり。されば酸化に要する酸素消費量より逆に石炭中のウルミン質を求めその反應性を permanganate number にて示せり。之石炭品種決定の一方法なり。

尙一層正確なる反應を知らんとし, ピリヂンの如き溶劑にて膠狀組織を破り之に就て行へり。

最後に著者は酸化有効面とは石炭粒の表面のみならず, 孔隙の全面をも含むものにして, 將來此種の研究は石炭の孔隙率及び溶劑抽出による反應性並に孔隙率の變化如何に就て進むべきなりと述べたり。(Fuel, 17, 363~372, 1938)[根橋]

5956, 滿洲産石炭の性狀研究 (I) 多和田寛, 河井信雄, 瀧野文雄, 大山繁, 岸田富藏。

滿洲産石炭の一般性狀試験として工業分析, 元素分析, 示性分析を行ひ尙粘結力試験を行ひて大體の特性を知り, 別に比較の爲北海道炭を同様に處理せり。滿洲炭と日本炭の比較は大體に於て滿洲炭は地質年代よりせば寧ろ外國炭に似たるが如く, 日本炭に比し稍異ると考へらる。例へば一般に水分多く, 又同程度の水分を有する日本炭に比するに燃料比が滿炭の方大なる傾向あり。(工化誌, 42, 98~100, 1939)[竹内]

5957, 滿洲産石炭の性狀研究 (II) 多和田寛, 河井信雄, 瀧野文雄, 大山繁, 岸田富藏。

滿洲産石炭の代表的なものに對し, その成分及び重合度を知る目的を以てベンゾール-アルコール混合溶劑を用ひ常壓 (68°C) 及び高壓 (250°C) にて抽出を行ひたり。その結果重合度と抽出現象との間に密接なる關係あるを認め, アルコールの存在が特に重合度に關係するを知りベンゾール單體による高壓抽出

(250°C)を行ひ兩者の比較によりアル
コールのヒュミン質に對する解重合作用
を推定せり。(工化誌, 42, 100~102,
1939) [竹内]

5958, 本邦産瀝青炭並びに褐炭の發熱量 計算式に就て 新井孝。

筆者は石炭の工業分析を基礎として發
熱量を求むる計算式を提示せり。即ち求
むる石炭の發熱量 Q は $Q=f[100-(A+M)]$ 式にて求めらる。こゝに A は工業
分析法による灰水量百分比, M は工業分
析法による水分量百分比, f は可燃質 1%
當りの發熱量なり。本計算式は本邦産炭
の中, 燃料比 4 以下, 水分 6% 以内の石
炭類に適用せしめ得るを以て, 本邦炭の
廣汎なる範圍に應用し得べし。尙ボンブ
熱量計による實測値と, 本計算式による
熱値との差は極めて僅少にして, その差
の百分率 5% に及ぶものなく, 過半は
1% 以内なり。(窯業協會誌 47, 343~
346, 昭和 14 年) [大森]

参 考 科 學

5959, 二三の大理石に於ける熱ルミネツ センス Dérivé, Maurice.

熱ルミネツセンス現象は石灰質岩石の
特質にして既に Lambert, Royer, 岩瀬
氏等の研究あり。此等全ての場合大理石
の熱ルミネツセンスの光は橙色にして,
僅に Val 産のものに於て暗紅色を帶べ
るものを認めたり。本現象は大理石中の
結晶度高き所にては特に強く, 従つて, 結
晶度とは密接なる關係あるも, 大理石の
生成時代には無關係にして, 第三紀, 中世

代いづれのものにも認めらる。或る部
分は一度規則正しく橙色を呈せる後は,
再び之を熱するも最早光を發せず。終り
に螢光と熱ルミネツセンスとの間には關
係なしと論ぜり。(Bull. Soc. Franç.
Min. 61, 295~296, 1938) [八木健]

5960, 滿洲の溫泉 門田重行。

滿洲國內に於て現在知らるゝ 32 溫泉
の分布を地圖の上に示し, それらの位置
と名稱とを列記し, その大部分が溫度 65°
以下, 1 立中の固形物の總量 2 瓦以下の
アルカリ性單純泉に屬することを記し,
以て滿洲溫泉號の結論に代ふ。(滿洲地
調報告 95, 1~3, 1939) [渡邊萬]

5961, 湯崗子溫泉調査報告 齊藤林次。

本溫泉は奉天の南方 103.8 軒, 即ち鞍
山の南方 14.5 軒に位する連京線(滿鐵本
線)湯崗子驛の東方約 400 米の沖積層中
より湧出すれど, 西方近く花崗岩及び巨
晶花崗岩, 又東方には花崗斑岩より成る
丘陵あり, 本溫泉また沖積層の下に位す
る花崗岩中をほぼ東西に走る裂罅より湧
出するものと認めらる。溫度最高 72°,
アルカリ性乃至弱アルカリ性にして, 附
近の土壤またアルカリ性を帶ぶ。(滿洲
地調報告, 95, 5~10, 1939) [渡邊萬]

5962, 五龍背溫泉調査報告 鹽田勇夫。

安奉線五龍背驛の南方 300 米, 沙河の
沖積原上に在れど, その南方には花崗岩
及び之を貫ぬく玢岩脈あり, 溫泉はこの
花崗岩中を貫ぬく二方面の裂罅に浴ひて
湧出するものの如く, 最高溫度 63° 弱ア
ルカリ性を呈す(滿洲地調報告, 95, 11~
18, 1938) [渡邊萬]

本 會 役 員

幹事兼編輯	渡邊萬次郎	高橋純一	坪井誠太郎
庶務主任	鈴木醇	伊藤貞市	
圖書主任	渡邊新六	會計主任	高根勝利
	八木次男		

本 會 顧 問 (五十名)

伊木 常誠	石原 富松	上床 國夫	小川 琢治	大井上義近
大村 一藏	片山 量平	金原 信泰	加藤 武夫	木下 龜城
木村 六郎	佐川榮次郎	杉本五十鈴	竹内 維彦	立岩 巖
田中館秀三	徳永 重康	中尾謹次郎	中村新太郎	野田勢次郎
原田 準平	福田 連	藤村 幸一	福富 忠男	保科 正昭
本間不二男	松本 唯一	松山 基範	松原 厚	井上禧之助
山口 孝三	山田 光雄	山根 新次		

本誌抄録欄擔任者 (五十名)

大森 啓一	加藤 磐雄	河野 義禮	鈴木廉三九	瀬戸 國勝
高橋 純一	竹内 常彦	高根 勝利	中野 長俊	根橋雄太郎
待場 勇	八木 次男	八木 健三	渡邊萬次郎	渡邊 新六

昭和十四年八月二十五日印刷

昭和十四年九月 一 日發行

編輯兼發行者

仙臺市東北帝國大學理學部内
日本岩石礦物礦床學會

右代表者 河 野 義 禮

印 刷 者

仙臺市國分町七十七番地
笹 氣 幸 助

印 刷 所

仙臺市國分町八十八番地
笹 氣 印 刷 所
電話 2636・113 番

入 會 申 込 所

仙臺市東北帝國大學理學部内
日本岩石礦物礦床學會

會 費 發 送 先

右 會 内 高 根 勝 利
(振替仙臺 8825 番)

本 會 會 費

半ヶ年分 參圓 (前納)
一ヶ年分 六圓

賣 捌 所

仙臺市國分町
丸善株式會社仙臺支店
(振替仙臺 15 番)東京市神田區錦丁三丁目十八番地
東 京 堂
(振替東京 270 番)本誌定價 郵稅共 1部 60錢
半ヶ年分 豫約 3圓 30錢
一ヶ年分 豫約 6圓 50錢
本誌廣告料 普通頁 1頁 20圓
半年以上連載は 4割引

**The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.**

CONTENTS.

- Studies of the orbicular rock from Kenashi-yama (II)..
..... H. Takeuti, R. S.
- Chemical studies of orbicular rock and its related rocks
from Kenashi, Shinano Province..... Y. Kawano, R. S.
- Modes of occurrence of some lamellar quartz, pseudo-
morphic after barite, and of alabandite in silver-
manganese ores from the Mori mine..... M. Watanabé, R. H.
- Proceedings of societies etc.
- Abstracts:
- Mineralogy and crystallography.* Experiments on the decomposition
of feldspars etc.
- Petrology and volcanology.* Analcime diabase from South Park, Colo.
etc.
- Ore deposits.* Shape of Ôminé ore deposits etc.
- Petroleum deposits.* Iodine value of petroleum etc.
- Ceramic minerals.* Acid and alkali treatment of bentonite etc.
- Coal.* Oxidation of coal by potassium permanganate etc.
- Related sciences.* Thermo-luminescence of some marble etc.

Published monthly by the Association, in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tôhoku Imperial University, Sendai, Japan.